B·I.G
Go6498

INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XXXIX

Go6498

BUCUREȘTI
1971

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOL. XXXIX

Fo 698

BUCUREŞTI
1972

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page

G. Bombiţă. Études géologiques dans les Monts Lăpuş 97

S. Peltz, Cecilia Vasiliu, Irina Bratosin. Petrology of Plyocene and Quaternary Basaltic Rocks from Romania 171

S. Peltz, Cecilia Vasiliu, Constanţa Udrescu. Petrology of Magmatites from the Neogene Subvolcanic Zone (East Carpathians) 251

H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanţa Udrescu. Étude pétrologique et géochimique des granitoides synorogènes et tardiorogènes de la zone du pluton de Şuşiţa (Carpates Mèridionales) 293

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

G. Bombiță. Studii geologice în Munții Lăpușului 7

S. Peltz, Cecilia Vasiliu, Irina Bratosin. Petrologia rocilor bazaltice plio-cuaternare din România 111

S. Peltz, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpații Orientali 177

H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpații Meridionali) 257

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDII GEOLOGICE ÎN MUNȚII LĂPUȘULUI

DE

GHEORGHE BOMBIȚĂ[1]

Abstract

Contributions to the Stratigraphy of the Làpuș Mountains. In this paper the stratigraphy and the structure of the Transylvanian-Maramureșan boundary perimetre, inclusively the Poiana Botizii region with its well known Piennine Outcrops, are analysed. The equivalency between the Jurassic, Cretaceous and Paleogene stratigraphical terms, pertaining to the Piennine zone from the Central and West Carpathians, and those either already known or recognized by the author in the Maramureș area, is established. Amongst these terms all the ante-Oligocene ones display different facies with respect to the formations corresponding to them in the East Carpathians flysch. It is presumed that the tectonically condensed rocks within the Piennine zone of the West Carpathians are extending in the Maramureș under the Tertiary cover (if they were not affected by the erosion process) between the inner border of the Maramureș cordillera and a so far unknown western border of the basement. The Poiana Botizii klippen cannot be considered as tectonically belonging to the large Piennine zone since they show another structural type and have undergone the emplacement process during a more recent tectonical phase. They represent truncated klippen displaced by the front of some small-sized scale nappes, torn off from the plastic cover of the basement and submitted to the décollement process in the course of the new Styrian phase. In the framework of the Carpathians architecture, the Maramureș region does not pertain to the East Carpathians, but it represents a part of the inner Carpathians deep, the Maramureș-Szolnok deep (K ö r ö s s y), emplaced in the area of the middle and upper basins of the Tisa river. The geosynclinal evolution of this deep has been parallel but still independent as to the East Carpathians deep, from the Middle Cretaceous up to the Burdigalian. It represented the starting area of the Cretaceous, Paleogene and Neogene transgressions, as well as the dispersion centre of respective faunas towards Transylvania, East Tatra and East Hungary.

[1] Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

Institutul Geologic al României

„Să strângemŭ şi să strângemŭ bine materialurĭ şi date câtŭ mai multe, şi decŏ nu noi, dérŏ urmaşiĭ nostrĭ vorŭ avea cu ce să construiască edificiulŭ geologicŭ allŭ ţeriĭ".
Gregoriu Ştefănescu, 15 ianuarie 1872

I. INTRODUCERE

Studiul de faţă reprezintă un memoriu de stratigrafie regională, o analiză pe cît mi-a fost cu putinţă de egală din punctele de vedere facial-cartografic-structural pe de o parte şi biostratigrafic pe de altă parte.

El nu pretinde a fi complet în vreunul din aspectele geologice sau paleontologice ale regiunii cercetate, şi nu poate da răspunsuri definitive întrebărilor pe care le pune geologia Transilvaniei de nord şi Maramureşului. În realizarea lui am pornit de la dorinţa de a satisface, alături de cei mai mulţi dintre înaintaşi şi colegi, o tradiţie : de a contribui, prin ridicarea geologică de detaliu a unei regiuni, la întocmirea hărţii geologice a ţării mele.

Excursii întreprinse în anul 1959 la Poiana Botizii şi la Groşi, pe versantul sud-vestic al munţilor Hudin şi Ţibleş, la Grădiniţa Bîrgăului şi la Săcelul Maramureşului, şi colecţionarea unui material paleontologic interesant, mi-au condus activitatea, în ultimii zece ani, către analiza depozitelor sedimentare, predominant paleogene, din nordul Transilvaniei şi din Maramureş.

În anii 1960—1961 am executat cartografierea geologică a depozitelor Terţiarului inferior, epicontinental, de pe marginea sudică a masivului cristalin Preluca, în regiunea cursului mijlociu al rîului Lăpuş. Cu această ocazie am continuat, în paralel, recunoaşterile în regiunea bazinului superior al acestui rîu, mai complicată din punct de vedere geologic decît precedenta.

Ulterior, între anii 1963—1966, am considerat necesar să extind cartarea geologică spre nord-est, în perimetrul încadrat de localităţile Bloaja şi Ungureni, Poiana Botizii, Strîmbu, Băiuţ şi Botiza Maramureşului.

Foarte utile mi-au fost datele complimentare obţinute prin examinarea cîtorva secţiuni geologice caracteristice din Maramureşul propriu-zis, în bazinele superioare şi medii ale rîurilor Iza şi Vişeu.

Alături de analiza geologică propriu-zisă a formaţiunilor la zi din regiunea circumscrisă, voi adăuga, la locul cuvenit, menţiuni în legătură cu structura de adîncime a fosei maramureşene, în ansamblul ei, după informaţii provenind din cîteva foraje de explorare pentru petrol.

Institutul Geologic al României

Forajul de la Valea Borcutului (Baia Mare), a traversat placa de vulcanite neogene (869 m), Eocenul în facies de fliș, în relief erodat (420 m), și Cretacic post-Albian (610 m). Fundamentul cristalin a fost atins la adîncimea de 1899 m. Este forajul cel mai concludent.

Forajul de la Vad (Sighet) a traversat întreg Tortonianul (1420 m), Oligo-Miocen în facies de Borșa-Krosno (1450 m) și Eocen în facies de Petrova-Benatina (200 m). Forajul a fost oprit la 3070 m în fliș eocen.

În forajul de la Lăpuș au fost străbătuți 805 m exclusiv în strate de Valea Lăpușului, transgresive(?) pe șisturi cristaline mezozonale.

În mod asociat am folosit date din forajele Carei, Satu Mare (Nisipeni) și Oradea (toate în depresiunea pannonică); Tereblia, Dragov și Dubroviț (Ucraina transcarpatică).

În realizarea acestui studiu m-am bucurat de concursul colegilor M. Gheorghian, V. Moisescu și Fl. Marinescu cărora le mulțumesc aici cordial. Primul a revizuit diagnozele moluștelor colectate din calcarele de Ciocmani; al doilea mi-a înlesnit preciziuni privind macrofauna sarmațiană; elementele micropaleontologice referitoare la limita Paleogen-Neogen sînt preliminariile unui studiu la care colaborez cu al treilea.

Dacă rezultatele lucrării de față vor prezenta interes pentru unii dintre geologii care lucrează în Carpații centrali și occidentali, în sensul unei înțelegeri mai largi a situațiilor geologice din Maramureșul românesc, a poziției și funcției acestei unități, aceasta se datorește, mai întîi, fructuoaselor schimburi de vederi cu D. Patrulius; apoi amabilului concurs al cîtorva colegi din țările vecine de la nord. Rămîn recunoscător geologilor Kruglov, Smirnov și Kulciţki de la Lwow, Lesko de la Bratislava, Birkenmayer de la Cracovia și Körössy de la Budapesta, pentru informațiile pe care mi le-au furnizat prin schimb de material bibliografic și cartografic.

A) DELIMITAREA REGIUNII

În regiunea de nord a României, în partea de sud-vest a județului Maramureș, între munții eruptivi Gutîi la nord-vest și masivul Hudin-Țibleș la sud-est, subsolul reprezintă o masă importantă de sedimente predominant terțiare, formînd munții Lăpușului.

Un aliniament de înălțimi andezitice se înșiră între obîrșia văii transilvane Bloaja la vest și muntele Văraticul (1353 m) la est, și delimitează, septentrional, regiunea cercetată. Din muntele Văratic linia

Institutul Geologic al României

înălțimilor traversează flișul paleogen spre sud-vest prin munții Secul (1318 m), Higea Brînzii și Măgura Porcului.

Cercetările au urmărit, la nord de această creastă, și formațiunile sedimentare drenate de afluenții vestici ai văii Botizei, pe versantul maramureșan.

Către sud teritoriul cuprins în hartă se îngustează pînă la paralela satelor Libotin și Groși de unde, spre sud, se lărgește din nou la Rogoz și la Suciu.

Întrucît unul dintre obiectivele cercetării a fost stabilirea relațiilor stratigrafice dintre sedimentele paleogene acumulate în fosa Maramureșului și cele în facies epicontinental din Transilvania, cartarea s-a extins și în regiunea de la sud de horstul Preluca, în perimetrul Tg. Lăpuș-Răzoare-Vima-Boiu Mare.

Partea de nord a regiunii, corespunzînd fosei, are relief montan determinat de volume de roci sedimentare suprapuse tectonic și dominat de aparate vulcanice tinere. Relieful coboară destul de brusc spre sud, în regiunea colinară sau de măguri cu glacisuri.

Sectorul sudic, epicontinental, reprezintă o platformă-podiș cu altitudini medii.

În bazinul superior al Lăpușului afluenții importanți sînt văile Cupșeni, Ungureni, Strîmbu, Băiuț, care toate se unesc în rîul Lăpuș; văile Tocila, Poiana și Roaia confluează mai spre sud. Sectorul sud-vestic al regiunii este străbătut de afluenți obsecvenți ai rîului Lăpuș care coboară din dealul Vimii.

B) ISTORICUL CERCETĂRILOR

Bibliografia geologică cu referință directă și de detaliu asupra Țării Lăpușului nu este prea bogată.

Din antichitatea pre-romană, dar mai ales în timpul ocupației romane, regiunea Baia Mare a reprezentat un centru minier activ.

În preocuparea de a găsi izvoare de informare mai vechi, nu am putut depăși memoriul lui B e u d a n t (1822) la care facem trimitere pentru autorii și titlurile lucrărilor din a doua jumătate a secolului XVIII.

Dintre aceștia B o r n, F i c h t e l, P a r t s c h și H a c q u e t s-au apropiat de cercetarea geologică. F i c h t e l pare să fi fost autorul care a întocmit prima hartă în Transilvania de nord și Maramureș, și pe care l-a atras cercetarea numuliților și a moluștelor mari (fide B o u é 1833 p. 228—230).

Institutul Geologic al României

Datele care ne parvin din prima jumătate a secolului XIX păstrează caractere de jurnale de călătorie.

Din relatările lui B e u d a n t, el însuși îndatorat predecesorilor F i c h t e l și H a c q u e t, reținem marea extindere în Transilvania de nord și în Maramureș a ceea ce el numește „Grès houiller", aparținînd terenurilor „mesozoice" („formation de Jura" !) pe de o parte, și a ceea ce declară, pe de altă parte, „Nagelflue", „molasse ou grès à lignite", la vest de Baia Mare și de creasta munților Mezeș. B e u d a n t folosește noțiunea de „grauwacke" pentru actualul fliș al Carpaților Orientali.

După consemnările cartografice cuasigeologice ale autorului din harta sa la scara 1 : 1.000.000, regiunea Lăpuș conține, alături de „grès houiller", așa numitul „Sienite et Grünstein Porphirique", ca termen superior al terenurilor intermediare („primaires-secondaires" !), extins pînă la Băiuț.

Jurnalele de călătorie ale lui L i l l de L i l i e n b a c h (1833) ne-au furnizat, prin intermediul lui B o u é (1833), numeroase elemente de geologie regională.

Două formațiuni, predominante ca extindere și litologie, au reținut atenția acestor autori. Prima, „la grande formation du grès carpathique", „crétacé ou suprajurassique", reprezintă un corespondent al termenului de grauwacke (B e u d a n t). Deosebit de precoce pentru evoluția ideilor asupra arhitecturii arcului carpatic apare considerația lui B o u é asupra situației geologice în care se găsește acest „grès carpathique" în regiunea Brașov-Făgăraș (p. 227) : „Il y a là d'enormes charriages ... indices de quelque révolution ... (qui) nous rapportent dans les Alpes..." (1833 !).

Am reprodus în figura 1, după B o u é, regiunea cursului mijlociu și superior al rîului Lăpuș în care „les grès carpathiques arénacés" (nr. 5 în legenda figurii) sînt larg dezvoltate și în perimetrul Tg. Lăpuș, Băiuț, Țibleș, Capnic, ca de altfel și în Maramureșul propriu-zis.

În timp ce gresia carpatică reprezenta, grosso modo, toate faciesurile detritice mai mult sau mai puțin ritmice, a doua formațiune sedimentară semnalată în regiune, așa numita „molasse et argile tertiaire", includea toate faciesurile epicontinentale exclusiv calcarele.

Referințe speciale sînt consacrate conglomeratelor polimictice de la Văleni (ulterior numite de Hida) și calcarelor numulitice din defileul Baba.

Lucrarea conține și prima mențiune cunoscută asupra klippelor jurasice de la Poiana Botizii.

Institutul Geologic al României

Raportul lui P o s e p n y (1862) „über das mittlere Lăpuş-Gebiet", a avut ca obiectiv prospecţiuni pentru cărbuni şi minereuri. Se pare că manuscrisul a fost însoţit de o hartă geognostică în care erau separate formaţiunile cristaline, eocene, oligocene şi miocene între localităţile Şomcuta şi Lăpuş.

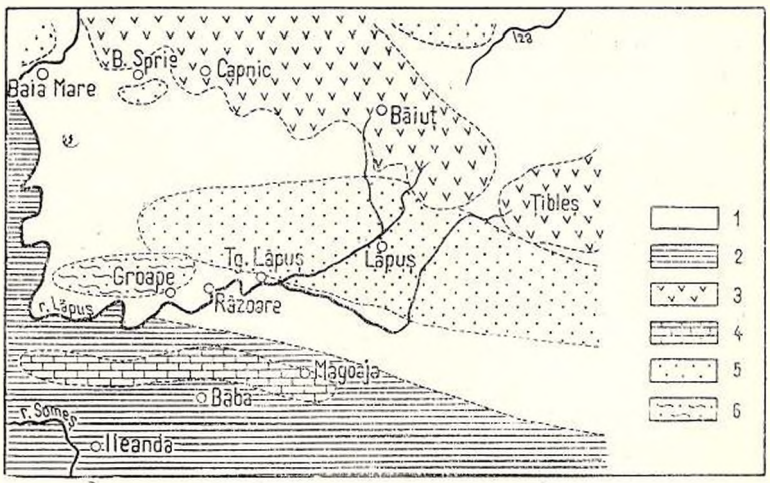


Fig. 1. — Schiţa geologică a munţilor Lăpuş, după A. B o u é (1833).

1, aluviuni şi teren necunoscut; 2, molasă şi argilă terţiară; 3, porfir; 4, calcar terţiar superior; 5, gresia carpatică; 6, gnais, micaşist etc. Gresia carpatică cuprinde întregul fliş al Carpaţilor Orientali cu un golf ce se prelungeşte spre vest traversînd munţii Birgău, pînă în regiunea bazinului superior al riului Lăpuş. Scara aproximativă 1 : 1000 000 după originalul la scara 1 : 2000 000.

Esquisse géologique des Monts Lăpuş, d'après A. B o u é (1833).

1, alluvions et terrain inconnu; 2, molasse et argile tertiaire; 3, porphyre; 4, calcaire du Tertiaire supérieur; 5, grès carpatique; 6, gneiss, micaschiste etc. Le „grès carpatique" inclut l'ensemble du flysch des Carpates Orientales qui se prolonge sous forme de golfe vers l'ouest, en traversant les Monts Birgău, jusque dans la région du bassin supérieur de la rivière du Lăpuş. Échelle approximative : 1/1000 000 d'après l'original 1/2 000 000.

P o s e p n y a semnalat calcarele detritice eocene cu fenomene carstice de la Piatra Pintii. Tot el a descris orizonturile numite mai tîrziu de Ciocmani şi de Curtuiuş: „Die Cerithienmergel", „Die Süsswasserbildung", „Die kohlenführenden Schichten".

În prima lucrare de sinteză asupra geologiei Transilvaniei, realizată de H a u e r şi S t a c h e (1863), sectorul extrem nordic al regiunii este prezentat, în parte cel puţin, după datele geologilor P a r t s c h, H a i d i n g e r, R i c h t h o f e n îndeosebi, A l t şi P o s e p n y.

S t a c h e a explorat Maramureşul propriu-zis, după informaţiile pe care ni le furnizează asupra calcarelor eocene de la Moisei, Romuli şi Baia Borşa. Diagnozele aproximative asupra unor fosile conducătoare

Institutul Geologic al României

(*Nummulites laevigatus* după Max von Hantken), impreciziunile în corelare și în scara stratigrafică (scara combinată Ch. Lyell — Alc. d'Orbigny), dar mai ales confuzia celor două orizonturi de argile continentale din Eocenul Transilvaniei au făcut ca schema stratigrafică prezentată în această sinteză să fie ulterior depășită, păstrînd astăzi un interes istoric.

Între separațiile stratigrafice stabilite de autori remarcăm: „Der obere Karpathensandstein" formațiune pe care astăzi o atribuim Oligo-Miocenului; „Die tiefste Schichtenreihe" (după Alt și Richthofen) cu conglomerate bazale și gresii cu numuliți *(N. perforatus?)* din regiunea Lăpuș-Gutin; „Die Kalkmergelschiefer" cu cardiide, numite ulterior de Bizușa (Dumitrescu, 1957), asociate în baza orizontului numit „Die Fischschuppenschiefer von Ileanda"; în fine, aflorimentul de calcare cu aptichi de la Strîmbu.

Mai mult decît oricărui predecesor, datorăm lui K. Hofmann elementele fundamentale ale stratigrafiei Terțiarului inferior de la sud de Preluca. Parcurgînd lucrările sale scrise în numai zece ani de lucru în Transilvania (1877—1887), ca și referințele pe care Koch le-a făcut la datele scrise și la ideile împărtășite de contemporanul său, nu putem să nu ne exprimăm admirația pentru talentul acestui stratigraf de avangardă. Detaliile și exactitatea ridicărilor sale geologice, din care reproducem în figura 2 perimetrul Prislop-Ileanda-Tg. Lăpuș, au lăsat puțin loc la contribuții cartografice ulterioare.

Hofmann a considerat stratele eocene descrise la Priabona drept un echivalent al marnelor cu „*intermedia*" și al marnelor cu briozoare din Eocenul Transilvaniei (deci numai al acestor două orizonturi) înainte de introducerea termenului Priabonian (Munier-Chalmas și Lapparent, 1893). Faptul că a greșit atribuind Eocenului mediu trilogia „Racotzi Gruppe", stratele de Turbuța și calcarul grosier (actualul Napocian) nu mai are importanță în comparație cu intuiția fericită asupra corelării din cadrul Eocenului superior.

Hofmann a arătat (1879) că Eocenul din Transilvania conține nu unul ci două orizonturi de gipsuri și argile vărgate — eroarea fundamentală a lui Hauer și Stache. El a făcut observații în bună parte definitive asupra uniformizării faciale și caracterului stratigrafic comprehensiv pe care le înregistrează, în dezvoltarea lor către nord-est, mai întîi termenii Eocenului superior de la calcarul grosier pînă la calcarul de Hoia inclusiv, apoi suita „Aquitanische Schichten". Acest autor a remarcat caracterul general ingresiv al termenilor eoceni și, în special, al suitei „Aqui-

Institutul Geologic al României

tanische Schichten" în culoarul Lăpușului. Tot el a susținut, în opoziție cu K o c h și înaintea lui F u c h s, apartenența la Miocen a etajului Aquitanian.

Studiul și harta lui H. Z a p a l o w i c z (1886), ca documente principale asupra cunoștințelor din prima jumătate a secolului nostru despre

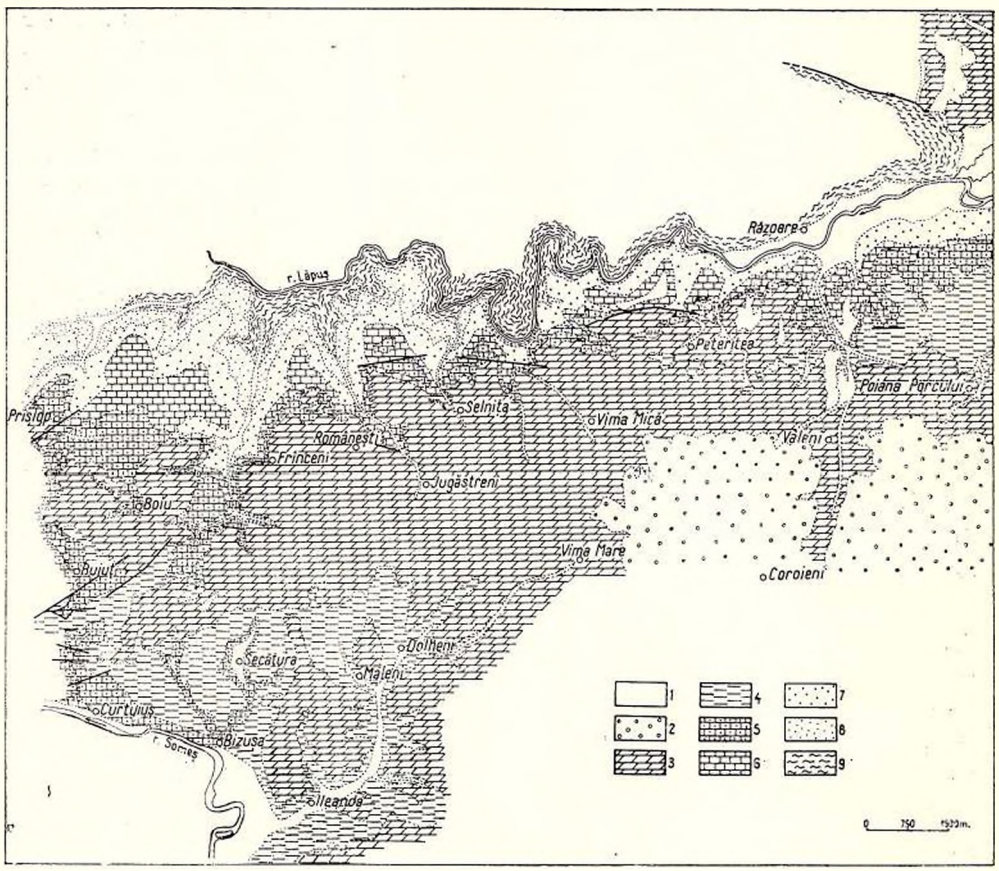


Fig. 2. — Schița geologică a munților Lăpuș, după K. H o f m a n n (1891).

1, aluviuni, lehm și sol vegetal; 2, strate de Hida; 3, strate aquitaniene („Aquitanische Schichten"); 4, strate de Ileanda Mare cu resturi de pești; 5, strate de Ciocmani, strate de Curtuiuș, strate de Hoia; 6, marne cu *Nummulites intermedia*, strate de Cluj; 7, strate de Turbuța; 8, strate de Racoți („Racotzi Gruppe"); 9, gisturi micacee și gnaise. Scara 1 : 150 000 după originalul la scara 1 : 75 000. Hartă simplificată : în original toate formațiunile numite aici sînt separate ca atare.

Esquisse géologique des Monts Lăpuș, d'après K. H o f m a n n (1891).

1, alluvions, lehm et sol végétal; 2, couches de Hida; 3, couches aquitaniennes („Aquitanische Schichten"); 4, couches de Ileanda Mare avec des débris de poissons; 5, couches de Ciocmani, couches de Curtuiuș, couches de Hoia; 6, marnes à *Nummulites intermedia*, couches de Cluj; 7, couches de Turbuța; 8 couches de Racoți („Racotzi Gruppe"); 9, schistes micacés et gneiss. Échelle : 1/150 000 d'après l'original au 1/75 000. Carte simplifiée; dans l'original toutes les formations susmentionnés sont séparées comme telles.

Institutul Geologic al României

geologia sectorului nord-carpatic, prezintă interes și pentru datele privind geologia Maramureșului (la scară regională).

Dacă vîrstele atribuite de autor sînt aproximative, în schimb separațiile litostratigrafice sînt destul de avansate. Între ele remarcăm orizonturile detritice, inferioare plăcii de calcare priaboniene recifale, de pe marginea golfurilor Borșa și Ruscova. Ele au fost atribuite de Zapalowicz Cretacicului superior, eroare corectată ulterior de către Andrusov (1931) și în parte de Patrulius (1956).

Harta geologică a României scara 1 : 1.500.000, ediția 1926, interpretează geologia sectorului Lăpuș conform legendei hărții lui Zapalowicz.

Monografia clasică a lui Koch (1894—1900), principala sursă bibliografică a cercetătorilor Neozoicului din Transilvania, conține numeroase referiri asupra geologiei bazinului Lăpușului, multe dintre acestea reprezentînd — după indicațiile autorului însuși — completări ale datelor sau ideilor lui Hofmann, pentru regiunea de la sud de masivul Preluca, și ale lui Primics (1886) pentru regiunea Poiana Botizii. Din relatările autorului deducem însă că el a verificat în teren datele publicate de Hofmann sau dezbătute cu acesta în schimburi directe de opinii. Explorările lui Koch (1880) au atins oricum valea Sălăuței.

Începînd cu deceniul al patrulea regiunea a început să fie studiată în detaliu.

Lucrările lui Krăutner (1937, 1938), deși au avut ca principal obiectiv rocile cristaline din Munții Rodna și Preluca, conțin observații interesante cu privire la depozitele cretacice și eocene de bordură ca și asupra marnelor de tip Puchov (1934).

Stadiul cercetărilor geologice în regiunea dintre munții Rodna și Preluca în jurul anului 1940 este consemnat în schița geologică a munților Lăpușului scara 1 : 500 000 întocmită de Anton (1943), „d'après les travaux existents", ca anexă a lucrării sale consacrată klippelor jurasice de la Poiana Botizii și analizei faunei lor de aptichi.

L. Majzon a publicat ulterior harta regiunii Rohia—Boereni—Rogoz—Tg. Lăpuș la scara 1 : 75 000. Din această perioadă sînt consemnate cîteva observații stratigrafice interesante între care subliniem paralelizarea stabilită de Böhm-Bem între suita chattiană „*Clavulina szaboi* Schichten"—Majzon (Aquitanische Schichten—Hofmann) cu stratele de Krosno; apoi trasarea liniei de îndințare a faciesurilor transilvane epicontinentale cu faciesurile maramureșene de fliș (Szentes; Reich).

Institutul Geologic al României

L. Reich a folosit noțiuni din terminologia lui Stille pentru situațiile tectonice din Transilvania de nord (orto-, parageosinclinal...) și a exprimat păreri moderne asupra structurii de ansamblu a regiunii: fragmentarea masivelor hercinice și renașterea alpină a zonelor geosinclinale.

Ceea ce Strausz a considerat fracturi majore între formațiunile paleogene și cele miocene în Maramureșul de sud, Pávay-Vajna a interpretat ca șariaje. Strausz a datat momentul tectonic major în Maramureș luînd în considerare transgresiunea Tortonianului peste un relief post-Oligocen.

Z. Schréter a semnalat existența unor raporturi stratigrafice anormale între Senonianul superior și Oligocenul bituminos în Maramureșul de sud-est, iar Böhm-Bem, Jasko, Pantho, Szalai și Reich au remarcat linii de fractură pe versantul sudic al munților Lăpușului.

Ulterior Dimitrescu și Bleahu (1955) au adus precizări asupra structurii în solzi, cu vergență sudică, în sectorul Băiuț-Poiana Botizii, și asupra stratigrafiei bazinului superior al rîului Lăpuș.

Baza de la care am început activitatea de cercetare în Maramureș este reprezentată de lucrările realizate, după anul 1950, în cadrul Comitetului de Stat al Geologiei, de către I. Dumitrescu pentru regiunea cursului mijlociu și superior al rîului Lăpuș, și de către D. Patrulius, I. Motaș, V. Mutihac, M. Bleahu și R. Dimitrescu pentru sectorul sudic al Maramureșului propriu-zis.

O nouă imagine cartografică a fost obținută prin separarea sistematică, de către acești autori, a terenurilor jurasice, cretacice, paleogene și miocene, în baza ridicărilor geologice la scara 1 : 20 000.

Pe lîngă substanțiale progrese în cunoștințele de geologie regională, Dumitrescu, Motaș și Patrulius au elaborat, separat, și lucrări generale de evoluție geologică și sinteză structurală.

În vechea concepție, bazată pe cunoașterea relativă a Paleogenului de tip marginal din bazinele Borșa și Ruscova, Maramureșul constituia o dependință nordică a bazinului Transilvaniei. În anii 1951—1958 s-a concretizat ideea — nu fără unele ezitări — că Maramureșul intră în alcătuirea zonei centrale a Carpaților Orientali (Patrulius, Motaș, Bleahu, 1960) idee conformă cu schema structurală a Carpaților elaborată de Muratov (1949). Concluzia cercetătorilor români a decurs, mai ales, din analiza depozitelor de fliș paleogen din centrul fosei și din echivalarea lor cu faciesul de Magura-Tarcău pe de o parte (Motaș și Patrulius, 1954, 1958; Paucă, 1955); pe de altă parte din

Institutul Geologic al României

acceptarea concluziei lui Andrusov (1933) după care zona tectonică pienină se prelungește pînă în interiorul Maramureșului, la Poiana Botizii, astfel încît masivul cristalin al Carpaților Orientali apare ca avînd o poziție externă față de zona flișului de Magura din Carpații occidentali.

Ideea unei legături între domeniul Tatrei (inclusiv zona klippelor interne) și unitatea geologică cuprinsă între munții Preluca și Rodna, bazată pe prezența calcarelor pienine și a marnelor roșii senoniene, fusese adoptată la noi de către Kräutner (1934; 1938) și Murgeanu (1941). În sprijinul acestei idei a urmat asimilarea Paleogenului de bordură din Maramureș cu faciesul de Podhale din Carpații interni din Cehoslovacia (Patrulius, 1956).

Predecesorul nostru în studiul geologic al bazinului Lăpușului este I. Dumitrescu. Rezultatele cercetărilor sale sînt consemnate în două lucrări, prima cu caracter de geologie regională (1957), a doua (1962) cu caracter tectonic general, cu referiri la poziția „fosei flișului transcarpatic" în ansamblul megastructural al Carpaților.

Între anii 1952—1953 Dumitrescu a realizat prima ridicare geologică a regiunii la scara 1 : 25 000. Întrucît harta a rămas în manuscris am reprodus-o în figura 3 la scara 1 : 200 000.

Cu metoda sa de lucru esențial geocartografică, autorul a urmărit cu precădere faciesurile și raporturile spațiale între volumele de roci. Faciesul de fliș, în pînză, care succede marnelor roșii senoniene, a fost atribuit Lutețianului și Priabonianului. Ceea ce a numit Wildflisch, un pachet cu afinități faciale tarcoide, a fost considerat Priabonian probabil întrucît reprezintă parautohtonul pînzei. Autorul a luat în considerare și determinări paleontologice ale predecesorilor Hofmann, Vutskits, Koch („după datele lui Koch, dar mai ales după acelea ale lui Haug adaptate la stratigrafia lui Gignoux") cu completări și corectări ulterioare (Boussac, Anton, Iorgulescu).

În sinteza tectonică (1962) autorul a asimilat flișul transcarpatic unităților structurale alcătuitoare ale Carpaților Orientali, ca singura situată pe flancul intern-occidental al anticlinoriului central.

În cadrul edificiului carpatic, Transcarpatidele au fost — față de Dacide și Moldavide — singurele asimilate zonei paleotectonice epieugeosinclinale. Li s-a acordat astfel, indirect, un oarecare grad de independență. Sub acest aspect general punctele noastre de vedere se apropie. În ceea ce privește paleogeografia acestei fose și caracterele ei presupuse de autorul citat ca fals geosinclinale, vederile noastre rămîn sensibil discordante.

Institutul Geologic al României

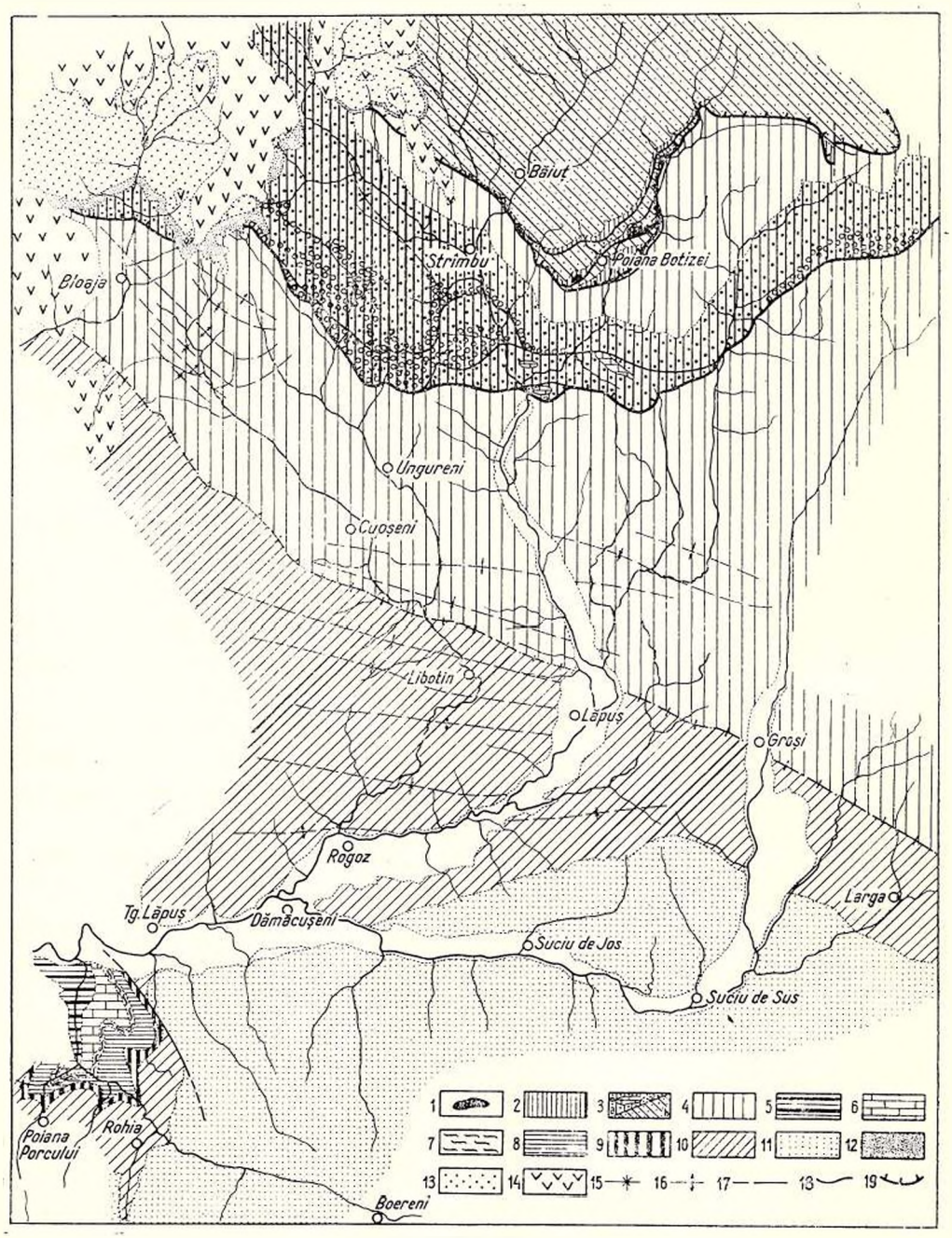


Fig. 3

Institutul Geologic al României

C) PRINCIPII ȘI METODĂ

Ne oprim, în cîteva pagini, asupra modului în care am înțeles să aplicăm principiile și metodele actuale ale stratigrafiei la studiul regiunii cercetate.

a) **Conceptul de „stratigrafie".** Depășind sensul său inițial, etimologic, de descriere a stratelor, sens mărginit și static, stratigrafia reprezintă, în înțelesul modern, o știință istorică, de integrare și sinteză, al cărei obiectiv este stabilirea succesiunii în timp a stratelor.

Stratigrafia fixează și definește scenele alcătuitoare ale fascinantului film al evoluției scoarței.

Precizarea obiectului acestei științe a însemnat o progresivă raliere la preocuparea de a stabili raporturi între noțiunile de rocă și de timp, de a stabili vîrste. Aspectul cronologic, al relațiilor temporale, a devenit preponderent față de acela privind relațiile spațiale între unitățile de rocă (raporturi litostratigrafice sau geocartografice), deși acest al doilea aspect reprezintă primul pas în activitatea geologică.

Vorbind din punctul de vedere al geologiei aplicate, de orice natură ar fi considerațiile geologice asupra unei regiuni ele trebuie să se bazeze pe o prealabilă datare a formațiunilor din subsolul acesteia. Succesul activității de explorare geologică, fiind funcție directă a gradului de cunoaștere a situației geologice, este dependent de stratigrafie.

b) **Raportul dintre stratigrafie și paleontologie.** Dualismul litostratigrafie — cronostratigrafie își are temeiul în ideea că unitățile de rocă sînt materiale, și deci obiective, în timp ce unitățile de timp geologic sînt abstracte, detașate și independente de unitățile stratigrafice concrete.

Fig. 3. — Harta geologică a munților Lăpuș, de I. Dumitrescu (1952—1953).

1, Tithonic; 2, Senonian; 3, Eocen: a, facies de cordilieră (Priabonian); b, facies de adîncime (Luteţian); 4, Oligocen-Aquitanian (la nord de satul Lăpuș în facies de fliș); 5, strate de Turbuța; 6, seria calcaroasă; 7, strate de Mera cu faciesul de Curtuiuș; 8, strate de Bizușa; 9, strate de Ileanda; 10, facies marnos (Oligocen superior-Burdigalian inferior); 11 Helveţian; 12, Tortonian; 13, Sarmaţian; 14, Eruptiv neogen. 3 și 4: Paleogen în facies de fliș; 5—10: Paleogen în facies epicontinental. Semne: 15, sinclinal; 16, anticlinal; 17, falie; 18, digitație; 19, linie de încălecare. Scara 1 : 200 000 după harta manuscris la scara 1 : 25 000.

Carte géologique des Monts Lăpuș rédigée par I. Dumitrescu (1952—1953).

1. Tithonique; 2, Sénonien; 3, Éocène: a, faciès de cordillère (Priabonien); b, faciès de profondeur (Lutétien); 4, Oligocène-Aquitanien, au nord du village de Lăpuș sous faciès de flysch; 5, couches de Turbuța; 6, série calcaire; 7, couches de Mera y compris le faciès de Curtuiuș; 8, couches de Bizușa; 9, couches de Ileanda; 10, faciès marneux (Oligocène supérieur-Burdigalien inférieur); 11, Helvétien; 12, Tortonien; 13, Sarmatien; 14, Éruptif néogène. 3 et 4: Paléogène sous faciès de flysch; 5—10; Paléogène sous faciès épicontinental. Signes: 15, synclinal; 16, anticlinal; 17, faille; 18, digitation; 19, ligne de chevauchement. Échelle au 1/200 000 d'après la carte non publiée au 1/25 000.

Institutul Geologic al României

Caracterul teoretic al liniilor izocrone este numai aparent. În fapt acestea sînt materializate de două procese naturale, unul biologic „relativ", celălalt fizic „absolut", ambele unidirecționale și ireversibile: evoluția vieții și dezintegrarea radioactivă.

În cazul rocilor sedimentare criteriul vîrstei absolute, furnizat de metoda analizei radiometrice, este exact numai în ceea ce privește obținerea datelor ca atare. Interpretarea lor conduce nu la o vîrstă absolută ci la o vîrstă radiometrică, despre al cărui raport de relativitate față de vîrsta obținută pe baza criteriului paleontologic putem spune doar că, deocamdată, se știe puțin.

Pe de altă parte paleontologia, în afară de caracterul său de știință biologică cu un scop în sine, reprezintă, prin una din coordonatele sale, un instrument dintre cele mai utile pentru geologie: înscrierea cu repere paleobiologice a scurgerii timpului geologic.

Fundamentul scării cronologice, față de care se orientează toate evenimentele istoriei pămîntului, continuă să rămînă succesiunea — în sensul evoluției ireversibile — a faunelor și florelor.

Paleontologia (conținutul de resturi fosile) este deci baza geocronologiei practice, unitățile cronostratigrafice sînt practic sinonime cu cele biostratigrafice, iar unitățile geocronologice sînt sinonime cu cele biocronologice.

Dacă se acceptă aceste echivalențe, delimitarea netă între paleontolog și geolog, sau definirea exclusivistă a paleontologului ca biolog sau dimpotrivă ca geolog, nu mai are sens. Posibilitatea întrunirii celor două aptitudini, sau cultivării celor două preocupări, ar fi poate cea mai fericită soluție pentru formarea unui paleontolog; aceasta cu diferențieri și nuanțe care țin de raportul rațional/afectiv sau de raportul cercetare teoretică/cercetare practică, ultimul fiind luat obligatoriu în considerație de anumite imperative.

Dacă pînă în prezent stratigrafia pare a fi una și singură (S i g a l, 1961), aceea bazată pe evoluția vieții, atunci, revenind la ceea ce am conchis la punctul 1, activitatea de explorare, bazîndu-se pe stratigrafie, este dependentă realmente de calitatea studiilor de paleontologie.

c) **Unități și noțiuni stratigrafice de lucru.** Cu toată variabilitatea ei, specia este unitatea fundamentală de lucru în taxinomie. În același timp noțiunea de zonă, bazată pe noțiunea de specie, reprezintă unitatea de bază a studiului stratigrafic (R a u s e r-C h e r n o u s s o v a, 1966). De aici decurge că stabilirea unei juste succesiuni de zone este funcție de

Institutul Geologic al României

criteriile definitorii ale speciilor (S c h a u b, 1963); apoi, avînd în vedere faptul că specia și variabilitatea ei sînt legate de mediu, că o biozonare își are deplină valabilitate numai într-o anumită bioprovincie; în fine, că variabilitatea speciilor implică și o variabilitate a zonelor, ceea ce ar însemna recunoașterea unui defect de metodă.

Există însă posibilitatea certă de a ocoli acest „viciu": zonarea comparat-corelativă, stabilită pe baza acelor grupe de macrofosile și microfosile care sînt independente față de variațiile litofaciale generate de tectogeneză.

Paleontologia a înlesnit, în ultimele decenii, progrese substanțiale în domenii ale stratigrafiei recunoscute ca litigioase cum sînt: nomenclatura stratigrafică, limitele stratigrafice și conținutul stratotopurilor.

Discuții delicate de n o m e n c l a t u r ă persistă și vor apare mereu fiindcă nomenclatura este, de fapt, o concretizare logică, deși provizorie, a unor idei și concepții cîștigate (M a r l i è r e, 1962 inedit). Ea este mai întîi o țintă la care ajunge cunoașterea geologică în etape, apoi un instrument de lucru și de înțelegere generală.

Nici o nomenclatură stratigrafică nu poate pretinde valoare definitivă căci cunoașterea stratigrafică este și ea perfectibilă. În schimb aproximăm din ce în ce mai exact, confecționăm de fiecare dată un instrument de lucru nou și mai puțin imperfect decît cele anterioare lui, tindem către o scară cronologică universal valabilă.

La rîndul lor l i m i t e l e s t r a t i g r a f i c e sînt și ele entități necesare, conforme spiritului uman. A neglija sau a diminua importanța lor înseamnă a afecta fundamentul stratigrafiei însăși.

În condițiile variabilității intraspecifice existența unor termeni intermediari, de difuziune gradată, la periferia noțiunilor paleotaxinomice, și implicit biostratigrafice, se subînțelege.

Din punct de vedere teoretic acești termeni intermediari sînt nelimitați ca număr, ei putînd realiza treceri între noțiuni bine delimitate și clar definite, și aceasta la infinit.

Variabilitatea, amorsă a adaptării evolutive și indirect amorsă a biocronologiei, nu exclude totuși existența unor momente de stabilitate pe linia evoluției filogenetice. Aceste stații de stabilitate morfologică fundamentează specia și, corelativ, zona sau etajul.

Rezolvarea problemei termenilor intermediari, prezenți constant și uneori inoportun în zona delimitării unităților de lucru sau al nomenclaturii paleontologice și stratigrafice, nu trebuie făcută în mod exclusivist, prin acceptarea sau negarea lor în totalitate. Un babelism în primul

Institutul Geologic al României
Jo693

caz sau un nihilism în al doilea caz ar întuneca chiar și bunele achiziții. În această preocupare ar trebui să ne menținem just între obligația de a respecta prioritățile și dorința de a acredita fapte noi, fără a încărca listele cu nume (specii, zone sau etaje) care mai curînd sau mai tîrziu ar deveni desuete; dar și fără a respinge, din principiu și fără discernămînt, orice observații noi.

Scara stratigrafică europeană este o scară tip compusă din s t r a t o t i p u r i — suite reprezentative ale etajelor.

Etajele, ca intervale de timp mai mari (în Mezozoic) și mai mici (în Terțiar), sînt unități stratigrafice bazate pe un conținut paleontologic distinct ("faunizone", "assemblage zone"). Ele reflectă anumite stadii ale evoluției unor grupe de organisme fosile caracteristice.

În epoca de pionierat a geologiei desemnarea etajelor nu trebuia să satisfacă exigențe de natura celor de azi. Corelarea laterală, dar mai ales limitele lor superioare și inferioare, nu au fost totdeauna definite cu precizie. Un exemplu : majoritatea etajelor Paleogenului își au tipurile lor în bazinul anglo-franco-belgian. Acest bazin a fost acoperit de mare numai în perioadele de maximă avansare a transgresiunilor pornite din domeniul Tethys. Traducerea acestui fapt este că, în realitate, aceste etaje nu posedă conținutul cronologic atribuit prin definiția originală. Din punct de vedere biocronologic în multe cazuri ele conțin numai zonele centrale ale intervalului de timp acreditat inițial, fiind fie cuprinse între suprafețe de discordanță fie separate de termeni nemarini (H o t t i n g e r și S c h a u b, 1964).

În această situație redefinirea și renumirea unor unități stratigrafice ale Terțiarului ar putea urma două căi (B o m b i ț ă, 1969) : Prima cale. Se menține un raport riguros între numele unităților stratigrafice de orice rang, pe de o parte, și volumul și conținutul stratotipurilor lor (în sensul original al autorilor) pe de altă parte. În acest caz ar trebui acceptate toate amendamentele valide, în ordinea priorității. Această cale ar consacra progresele înregistrate în ultimele două decenii de studiile stratigrafice asupra Terțiarului.

A doua cale. Se adoptă amendamentele de conținut însă fără schimbări în nomenclatură pentru a se evita încărcarea acesteia cu termeni noi. În acest caz numele vechi ar deveni necorespunzătoare față de unitățile amendate sau față de cele noi introduse. Ca să poată fi totuși păstrate vechile nume ar trebui ca ele să fie acceptate numai în sens de „time unit", ca noțiuni abstracte, separate de vechile lor conținuturi materiale, detașate de fostele lor stratotipuri și de zonele biocronologice ale acestora.

Institutul Geologic al României

Aceste nume ar trebui apoi grefate pe secțiuni stratigrafice noi și complete — parastratotipuri sau neostratotipuri din orice parte a continentului. Această a doua cale, mai comodă decît prima, ar păcătui însă prin a neglija importantele progrese realizate în ultimul sfert de veac în stratigrafia Terțiarului.

d) **Raporturi între corelările stratigrafice și racordările structurale.** În regiunile în care efectele mișcărilor tectonice au fost deosebite și complicațiile de structură sînt frapante există tentația de a substitui, sau chiar subordona, corelarea stratigrafică propriu-zisă, de natură cronologică, racordamentului pe unități structural-faciale. Ori mările trecutului erau, ca și cele din epoca noastră, nu culoare înguste, labirinte sau șanțuri comprimate și strivite, cum ni se prezintă azi majoritatea unităților structurale alpine, ci areale marine largi, suprafețe întinse, ulterior deformate sau exondate și denudate.

Pe de altă parte, considerăm că în diferite sectoare ale sale un domeniu paleogeografic mai larg poate înregistra în mod deosebit aceleași faze diastrofice — dacă în adevăr le înregistrează simultan în toate sectoarele sale; și nu obligatoriu sub forma aceluiași tip de structură cum, de exemplu, s-a imaginat în cazul klippelor pienine din Carpații occidentali și din Maramureș.

Sub un alt unghi privită problema, al raportului dintre stratigrafie și tectonică, exprimări de felul „... c'est vraiment la Tectonique qui commande la Stratigraphie..." (G i g n o u x, 1950 p. 15) nu credem că ar trebui înțelese în sensul că tectonica determină adevărata stratigrafie, adică succesiunea cronologică a stratelor, ci în sensul că mișcările scoarței controlează condițiile și factorii de sedimentare, ceea ce ar fi cu totul altceva. Procesele de acumulare a suitelor de strate, pe deoparte, și relațiile rocilor cu noțiunea de timp, pe de altă parte, sînt obiective deosebite, studiate de specialități deosebite ale științei geologice.

În ceea ce privește aspectul geologic practic al raportului stratigrafie/tectonică, tocmai vîrstele rocilor aflate de o parte și de alta planelor de disconformitate determină fixarea momentelor de diastrofism și nu invers. Iar metoda prin care sînt determinate aceste vîrste este cea paleontologică.

e) **Considerații generale cu privire la caracterele stratigrafice ale Terțiarului.** Neozoicul a coincis cu o activitate tectonică importantă. El s-ar caracteriza mai degrabă printr-o relativă lipsă a fazelor calme.

Institutul Geologic al României

În perioada post-laramică ciclul tectonic alpin (partea mijlocie și a doua jumătate a sa) a accentuat dezechilibrul dintre bazine și platforme. Bazinele au acumulat predominant formațiuni sinorogene sau postorogene și au evoluat, mai ales în cel de al doilea caz, mai mult sau mai puțin separat.

Unitățile litofaciale s-au extins pe suprafețe mai reduse, sînt mai diferențiate și prezintă adeseori particularități litologice locale.

Transgresiunile și regresiunile nu au mai avut caracterul net, de front unitar pe suprafețe largi, ci apar decalate de la un loc la altul, sînt mai discrete și adoptă deseori forma ingresiunilor locale.

Faciesurile transgresive sau regresive nu se suprapun liniilor izocrone ci le traversează oblic. De aceea ele își pierd, cel puțin în parte, semnificația și valoarea din pre-Terțiar.

Durata subunităților de timp stratigrafic devine din ce în ce mai scurtă cu cît ne apropiem de timpurile noi, fiindcă ritmul evoluției lumii vieţuitoarelor — baza geocronologiei — s-a accelerat continu. Nu numai ritmul evoluției ci și fondul biologic însuși s-a dezvoltat substanțial printr-un polimorfism care tinde să mascheze pragurile evoluției.

Pe de altă parte grupele de fosile caracteristice, mai ales macrofosile marine, s-au împuținat, majoritatea ajungînd să reflecte condiții de mediu mai degrabă decît praguri paleobiologice cu semnificație cronologică.

Aceste fapte creează, pe de o parte, mai multe dificultăți paleontologilor specializați în Terțiar ; pe de altă parte explică de ce unele definiții prioritare, considerate clasice pentru Terțiar, se dovedesc a fi, după revizuirea conținutului lor, invalide.

În încheierea acestui capitol adăugăm că principiile stratigrafice trebuie să se subordoneze datelor furnizate de activitatea pe teren. Fiind la început izvor al datelor, această activitate rămîne apoi mediator și cenzor între realitatea geologică și interpretarea ei; ceea ce ar presupune o inversiune a dictonului clasic „Mente et Malleo".

II. STRATIGRAFIE

A) SOCLUL

Fundamentul Transilvaniei de nord și al Maramureșului de sud reprezintă un relief cristalino-mezozoic de racordament (Rodna—Preluca—— Țicău — Mezeș), cu caracter rezidual, în forma unei coame sau creste de legătură între Carpații Orientali și Munții Apuseni. Această creastă a fost deja remarcată de către Szadeczky (1930) și Krăutner

Institutul Geologic al României

(1938) și asimilată ulterior unei supraridicări axiale (transanticlinal) (D u m i t r e s c u, 1957) sau unui cratanticlinal cu stiluri tectonice diferite la diferite nivele (L ă z ă r e s c u, 1966).

Soclul mezometamorfic suportă, ca și cordiliera central-carpatică probabil, pe de o parte resturi menajate de eroziune ale unui tegument aderent de roci permiene și triasice, dar mai ales jurasice, în faciesuri foarte interne; pe de altă parte o cuvertură plastică de fliș mezozoic și terțiar ulterior desolidarizată de substrat.

1. Fundamentul metamorfic

Termenul geologic cel mai vechi din regiune este reprezentat de șisturile cristaline. Acestea aflorează pe marginea de nord a Paleogenului de facies epicotinental, în masivul Preluca.

Blocul Prelucii este dispus în arc, cu deschidere spre sud, și reprezintă cea mai mare dintre insulele cristaline care se înșiră între horstul Rodnei la nord-est și creasta Mezeșului la sud-vest.

Insulele sînt considerate vestigii ale unei zone cristaline unitare care s-ar fi întins între Carpații Orientali și Munții Apuseni.

Termenul cel mai profund al succesiunii mezozonale este reprezentat de paragnaise cu biotit și disten. Deasupra acestora urmează marmore cu o dezvoltare deosebită între valea Lăpușului și Copalnic.

În partea de sud-est a masivului, la Răzoare, sînt semnalate lentile exploatabile de silicați și carbonați de mangan cantonate în cuarțite negre, grafitoase. Deasupra acestora urmează micașisturi cu staurolit și granați care marchează o scădere a gradului de metamorfism (T h. K r ä u t n e r, 1937; V. S t a n c i u, 1955; H. K r ä u t n e r, 1968).

Studiul formațiunilor cristaline nu a intrat în preocupările noastre.

2. Primul ciclu de sedimentare. Elemente ale învelișului sedimentar primar

Printre elementele exotice conținute în conglomeratele bazale ale stratelor de Hida helvețiene și ale stratelor cu orbitoizi maestrichtiene se întîlnesc rare fragmente de gresii cuarțitice de culoare roză sau violacee, calcare spatice de nuanțe mai deschise sau cenușii, și dolomite albe-fumurii.

În lumina unor situații geologice din afara perimetrului nostru (Mezeș, cordiliera maramureșană) presupunem că aceste elemente ar putea fi resturi ale unor termeni antejurasici ai soclului (? Permian,

Institutul Geologic al României

? Triasic), reprezentînd primul ciclu alpin de sedimentare sau, exprimîndu-ne în termeni geotectonici, primul etaj structural alpin.

3. Al doilea ciclu de sedimentare : Tithonic

Cunoștințele despre bio- și litofaciesul secțiunii jurasice (cu funcție de cuvertură ± solidară cu soclul cristalin) se bazează numai pe roci alohtone : klippe tectonice și, în subsidiar, klippe sedimentare.

a) Klippele tectonice de la Poiana Botizii

Jurasicul în facies pienin oferă cele mai bune aflorimente prin cinci klippe de rabotaj la Poiana Botizii. Klippele sînt plasate la baza solzului superior al digitației inferioare din Pînza Botizii, cele mai multe în imediata apropiere a satului (vezi planșa XIX/2 și planșa XX).

De la est către vest acestea sînt : Piatra Bulbucului, 2 km spre nord de centrul satului Poiana, pe versantul drept al Pîrîului Poienii, lîngă drum ; Piatra Roșie de pe valea Vărăștina, puțin amonte de confluența pîrîului Vărăștina cu rîul Poienii, lîngă ultimele case de la marginea de miazănoapte a satului ; klippa de pe valea Fagului, cea mai mică, la 200 m amonte de confluența acestui pîrîu cu valea Poienii, în centrul satului ; klippa din Dealul Bisericii care aflorează într-o vîlcică săpată de un pîrîu cu debit redus și cu regim torențial, la sud-est de mica biserică din lemn a satului ; klippa de pe culmea dealului de la est de Strîmbu, numită de localnici La Piatră.

Cea mai completă suită se poate urmări pe valea Vărăștina (fig. 4).

Avînd a face cu klippe de rabotaj se înțelege că este foarte greu de reconstituit o situație stratigrafică, în intenția folosirii ei pentru echivalențe și sincronisme. Remarcăm de la început că dominanta pelagică — — calcare compacte cu pastă fină — de tip Biancone, pe care această serie o evidențiază la cei mai caracteristici dintre termenii săi, permite echivalarea cu unul dintre faciesurile sudice (Pieniny sau Branisco) ale centurii pienine din Polonia și Cehoslovacia (B i r k e n m a y e r, 1963, 1965 ; S c h e i b n e r, 1965 ; H o u s a, S c h e i b n e r, S t r a n i k, 1963 ; S o k o l o w s k i, 1965). În Carpații sovietici echivalentul acestei formațiuni este reprezentat de suita de Svaliav (S l a v i n, 1963).

Din amonte în aval, din bază către partea superioară, secțiunea de pe valea Vărăștina cuprinde :

a) 1,5—2,5 m gresii grosiere, poligene, de culoare cenușie, murdară.

Institutul Geologic al României

b) 5—7 m calcare microdetritice, microbiodetritice sau oolitice colorate cenușiu-deschis. Roca se prezintă în plăci, cu elemente de roci eruptive bazice remaniate. Deschideri bune ale acestui orizont se găsesc într-o carieră mică deasupra satului, pe interfluviul de la sud-vest de Vărăștina. Aici găzduiește strate lenticulare de radiolarite albe, cenușii, brune,

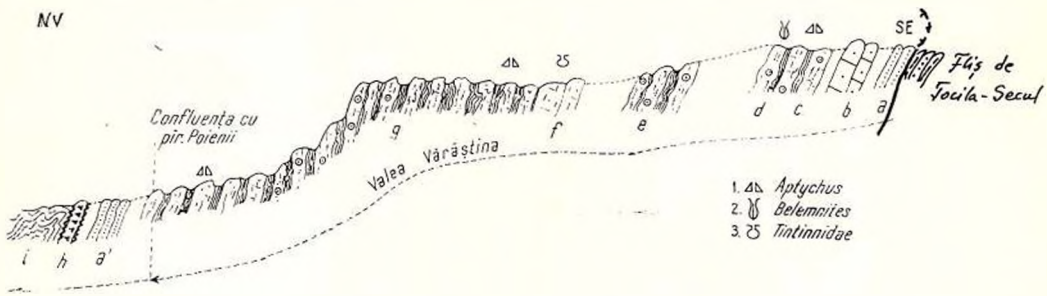


Fig. 4. — Secțiunea rocilor pienine, jurasice și cretacice, pe pîrîul Vărăștina, satul Poiana Botizii. Scara aprox. 1 : 500. Explicații în text. La extremitatea nord-vestică a profilului (i) marne cărămizii de Puchov.

Coupe dans les roches piénines, jurassiques et crétacées, dans le vallon Vărăștina, le village Poiana Botizii. Échelle approximative : 1/500e. Explications dans le texte. Dans l'extrémité nord-ouest de la coupe (i) les marnes briques de Puchov.

chiar negre (lidiene), răspîndite ca blocuri-calupuri de aproximativ 10 cm grosime în jurul aflorimentelor de pe versanții văii Vărăștina.

c) 1,5 m calcare marnoase verzui-mat cu accidente silicioase nodulare, cu diaclaze de calcit alb.

d) 3,5 m intercalație de șisturi calcaroase roșii-vișinii, cu pete de reducere verzui, cu zone argiloase și cu numeroși noduli silicioși de culoare cenușiu-verzuie (concentrații silicioase nodulare cu nucleu dens și cu limite difuze). Fiind relativ incompetent, acest orizont trădează, tectofacial, solicitările la care au fost supuse kilppele. De asemenea, el este cel mai bogat în resturi de macrofosile (planșele I, II și III). :

Aptychus : *Punctaptychus punctatus* (V o l t z) var. *fractocosta* T r a u t h, *Lamellaptychus beyrichi* (O p p e n h.) var. *fractocosta* T r a u t h, *Laevilamellaptychus inflexicosta* T r a u t h var. *cinctus* T r a u t h, *Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus*) *latobliquus* T r a u t h, *Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus*) *obliquus* T r a u t h.

Analiza faunei de aptichi de la Poiana Botizii a fost făcută de S. A n t o n (1943, cu concursul lui T r a u t h); determinarea lor a fost ulterior reluată de B l e a h u (D i m i t r e s c u, B l e a h u 1955).

Institutul Geologic al României

Amoniți rari și rău conservați : *Sublithoceras* cf. *S. senex* (O p p e l), aff. *S. delicatulum* D o n z e & E n a y, *Berriasella* sp.

În klippa din Dealul Bisericii am colectat, din acest orizont, resturi de brahiopode (*Terebratula* cf. *T. bieskidensis* Z e u s c h n e r), dinți de pești și belemniți. Cei mai numeroși belemniți au fost colectați din șisturile cu *Aptychus* de pe valea Vărăștina (*Hibolites*, *Belemnopsis*, *Pseudobelus*, *Duvalia* etc.) (planșa III, fig. 10—17).

e) 2—2,5 m marne brun-verzui, mate, cu spărtură așchioasă, urmează, în succesiunea de pe valea Vărăștina, după un interval acoperit de deluvii (10 m).

f) 10—12 m calcare albe, rareori beige-deschis, pelitomorfe, cu textură masivă, structură compactă și diaclaze fine, curg din versantul drept al văii după o a doua acoperire de 10 m.

Aceste calcare au facies tipic de Biancone, mediteranean-termofil („pelitic cherty limestone" după B i r k e n m a y e r, 1965), și sînt foarte fosilifere. Primul loc în microfauna pelagică îl ocupă infuzorii tintinoizi : *Calpionella alpina* L o r e n z (foarte frecventă, remarcată în anul 1963 de P a t r u l i u s în microfaciesul cu *Saccocoma* de la Poiana Botizii), *Calpionella* sp., ex. gr. *C. elliptica* C a d i s c h, *Crassicolaria intermedia* (D u r a n d D e l g a), *C. massutiniana* (C o l o m), *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. și F i l i p.) foarte rară, *Tintinnopsella* sp., *T. longa* (C o l o m) (planșa III, fig. 18—31).

Microfauna mai cuprinde *Saccocoma*, *Stomiosphaera*, *Nannoconus*, *Globochaete*, *Fibrosphaera*(?), radiolari, nannoplancton, foraminifere, fragmente de lamelibranchiate, aptichi (planșa XIII, fig. 1—6).

g) Suita de pe valea Vărăștina continuă cu un al doilea pachet, mai gros (45 m), de marnocalcare, separabil în două nivele: în bază marnocalcare vișinii, șistoase, dure, cu fețe prezentînd efecte de stress; deasupra, aceleași marne de culoare brună-cenușiu-roșcată, dure, cu caractere stratonomice asemănătoare. La partea superioară se remarcă marne verzi cu chert-uri radiolariene și cu diaclaze transversale pe suprafețele de strat, dure, casante și așchioase. Către partea terminală seria conține marnocalcare roșii cu aptichi rari, în fragmente. Ea se încheie cu un nivel de 1,5 m de marnocalcare verzi în strate de 1 dm, în alternanță cu radiolarite mai mult sau mai puțin epigenizate (jaspuri). Stratele sînt strangulate.

h) Între marnocalcarele cu intercalații de silicolite de mai sus și formațiunea următoare de marne cretacice, roșii, de tip Puchov, se inter-

Institutul Geologic al României

pune un nivel de brecie neritică bazală, de transgresiune, a cărei heterogenie este strict pendinte de orizonturile jurasice subjacente (0,4—1 m).

Klippa de la Piatra Bulbucului este singura care prezintă caractere litofaciale oarecum deosebite. Aici predomină un calcar microclastic ușor marnos, cu zone nodulare verzi, cu noduli algolitici și foraminifere (textulariide, ophtalmiide și rare forme arenacee) (planșa XIII, fig. 6). Șisturile marnocalcaroase cu aptichi și belemniți, ca și calcarele albe cu tintinide lipsesc aici cu totul.

Mica pană de roci jurasice ce reprezintă klippa de pe valea Fagului conține roci pienine dintre cele mai caracteristice: gresii pseudooolitice cu elemente verzi, calcare tip Biancone roz-brune, cu diaclaze fine și cu accidente silicioase.

În Dealul Bisericii aflorează calcare marnoase roșii cu accidente silicioase verzi-deschise, slab conturate, cu aptichi, belemniți, brahiopode și dinți de pești (planșa III, fig. 4, 5, 9).

În fine, deasupra comunei Strîmbu, pe linia de culme a interfluviului, în klippa cea mai vestică, pot fi reexaminate calcarele marnoase roșii-vișinii cu pete verzui-albăstrui și rare accidente silicioase.

b) Klippe jurasice sedimentare

Klippe jurasice de natură sedimentară (olistolite) se găsesc resedimentate în majoritatea formațiunilor mai noi, fie ele conglomerate bazale transgresive fie conglomerate regresive de tip molasă: breciile sedimentare și conglomeratele bazale ale stratelor cu orbitoizi; conglomeratele bazale ale Eocenului marginal transgresiv; conglomeratele lenticulare din seria oligocenă detritică-molasică; conglomeratele bazale, regresive, ale stratelor de Hida (planșa XIII, fig. 7—9).

Toate rocile detritic-grosiere ale Cretacicului superior și Terțiarului conțin, în proporții apreciabile, pelitocalcare albe cu diaclaze fine și cu textură masivă, asociate cu fragmente de jaspuri brune sau verzui.

În interpretarea de vîrstă a ansamblului faunei klippelor jurasice din Transilvania de nord cîteva elemente de ordin micropaleontologic sînt conducătoare: frecvența formelor de saccocomide constituie un indiciu general al intervalului Kimmeridgian — Tithonic inferior; prezența genului *Laevaptychus* nu este remarcată de bibliografie deasupra Tithonicului mediu (G a s i o r o w s k i, 1962), iar abundența speciei *Calpionella alpina* este caracteristică pentru Tithonicul superior.

Luînd în considerare unele prezențe rarisime, ca *Tintinnopsella carpatica* și *Crassicolaria*, conchidem asupra reprezentării globale a Titho-

Institutul Geologic al României

nicului, condensat aici stratigrafic datorită faciesului pelagic dar, mai ales, „condensat" tectonic.

În ceea ce privește semnificația biostratigrafică a resturilor fosile este firesc ca ele, fiind conținute de roci preluate tectonic de la diferite nivele ale etajului, să conțină uneori persistența kimmeridgiene, alteori înoiri berriasiene.

Pe de altă parte, sîntem obișnuiți a interpreta jaspurile sau chert-urile radiolariene, din ansamblul sedimentelor de umplere a foselor geosinclinale interne, ca prezență a unui element aparținînd, mai mult sau mai puțin indirect, cortegiului ofiolitic. Existența unor magme care ar fi procurat silicea inițială își are, cel puțin deocamdată, doar un slab sprijin în elementele de roci eruptive, bazice sau ultrabazice, remaniate în cuprinsul calcarelor tithonice zise „cu elemente verzi".

Cu această mențiune, înclinăm să credem că se poate anticipa asupra unei asocieri, în fosa geosinclinală pienină, între chert-urile din Malm-Neocomian și intruziuni sau extruziuni ofiolitice, mai degrabă decît asupra unei disocieri care ar constitui dealtfel, în concepția generală despre evoluția magmatismului geosinclinal (G r a n a u, 1965), excepția și nu regula.

B) CUVERTURA SEDIMENTARĂ PLASTICĂ

1. Al treilea ciclu de sedimentare : Cretacic-Paleogen-Miocen inferior

a) *Cretacicul din fosa Maramureșului*

Brecia bazală. Am arătat mai sus că între rocile jurasice de pe valea Vărăștina și suita de marne cărămizii de Puchov se interpune o brecie bazală, de transgresiune. Nivelul are aspect textural budinat și aflorează într-un singur punct, la puntea peste rîu din capătul nordic al satului Poiana, la confluența pîrîului Vărăștina cu rîul Poienii.

Brecia reprezintă un inventar al principalelor roci jurasice, transgredate : calcare albe cu calpionele, marnocalcare verzui, mate, cu diaclaze fine (acestea reprezintă patul breciei), frecvente jaspuri vișinii și lidiene, fragmente de tufuri silicifiate etc.

Grosimea nivelului variază pe distanță scurtă între 35 cm în zonele pensate și 100 cm în zonele fără efecte epigenetice condensatoare.

Orizontul cu marno-argile cenușiu-negricioase. La Poiana Botizii, la confluența pîrîului Vărăștina cu rîul Poienii, deasupra seriei klippelor în facies pienin și după interpunerea breciei descrise mai sus, urmează ori-

Institutul Geologic al României

zontul marnelor cărămizii de Puchov. Însă pentru înțelegerea ansamblului paleogeografic al Maramureșului, înainte de a descrie marnele de tip Puchov, facem apel la o situație geologică din afara perimetrului nostru, menționînd orizontul de marno-argile cenușiu-negricioase.

Pachetul de sedimente astfel numit a fost interceptat de o sondă de referință, cu carotaj aproape continuu, a Comitetului Geologic. Sonda a fost amplasată în suburbia de nord-vest a orașului Baia Mare, la confluența văilor Borcut și Toncii. Am examinat îndeaproape, în teren și în laborator, întregul profil al acestei sonde.

Formațiunea este fin grezoasă și fin micacee, cu textură curbi-corticală, cu zone de microbrecii sedimentare sau, pe alocuri, brecii tectonice cu zone de zdrobire, cu oglinzi de fricțiune și cu diaclaze calcitizate. Tectofaciesul său are multe convergențe cu cel oligocen inferior maramureșan. Nu lipsesc intercalațiile lenticulare de gresii, în orice caz subordonate componentului pelitic.

Microfauna conținută este rară: *Anomalina* sp., *Planomalina* sp., *Planogyr ina* cf. *P. gaultina* (M o r o z.), *Hedbergella* cf. *H. infracretacea* (G l a e s s n e r), *Ticinella roberti* (G a n d.), *Rotalipora* (*Thalmanninella*) *ticinensis* (G a n d.), *Rotalipora* (*Rotalipora*) *appenninica* (R e n z), asociație din Albianul superior (Vraconian) — Cenomanian.

Forajul din valea Borcutului a traversat acest orizont pe o grosime surprinzător de mare, 500 m, fapt care presupune existența unor imbricații.

Aceste strate își pot găsi un echivalent în ceea ce A n d r u s o v a separat (1953) ca „marnes argileuses litées gris foncé... à Globigérines et les couches à sphérosidérites" (500 m grosime), de vîrstă albiană, în cuvertura klippelor interne; în unii termeni bazali a ceea ce B i r k e n m a y e r a numit (1965) mantaua prelaramică a klippelor („green Globotruncana beds with Globigerinids and Radiolarians"); și în suita de Tissal din segmentul sovietic al zonei klippelor pienine (M u r a t o v, și M a s l a k o v a, 1950, in D a b a g h i a n, K r u g l o v, S m i r n o v, 1966).

Adăugăm că în forajul de la Baia Mare acest prim pachet al cuverturii klippelor se dispune direct pe cristalin la adîncimea de 1900 m, fără interpunerea unei carapace jurasice sau unei brecii de transgresiune. Mai sus în coloană apar totuși elemente reprezentînd pelitocalcare albroze, resedimentate în marnoargilele cenușii cretacice sau în flișul eocen.

Orizontul marnelor cărămizii. În același foraj (de la valea Borcutului), în continuitate de sedimentare deasupra orizontului marnelor cenușii, urmează acest pachet de marne de culoare roșu-brique identice cu marnele de Puchov (vezi planșa XIX/2 și planșa XX).

Institutul Geologic al României

La Poiana Botizii, în deschideri la zi, aceste marne sînt transgresive deasupra klippelor pienine, după interpunerea nivelului de brecie descrisă mai sus (fig. 5).

Marnele de tip Puchov de la Poiana Botizii reprezintă o suită puternică și monotonă de marne cu textură laminară, marno-argile și, pe

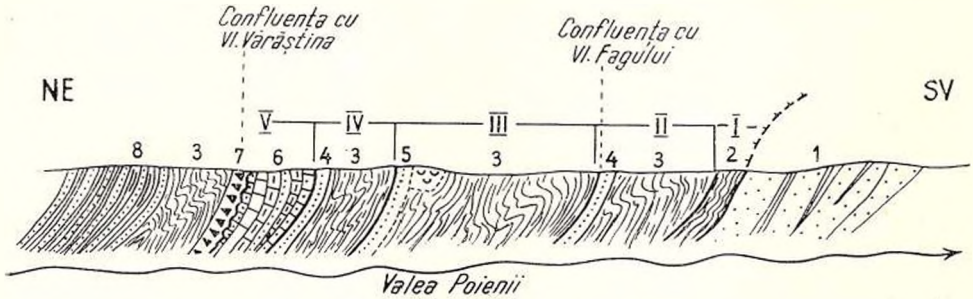


Fig. 5. — Fruntea pînzei-solz a Botizii cu zona de solzi la Poiana Botizii. Scara aprox. 1 : 10 000. Numerotarea solzilor (I—V) începe de la cel inferior. Continuitatea Cretacic-Paleogen (Puchov — Tocila-Secul) vizibilă numai în solzul III.

1, stratele de Valea Lăpușului oligo-miocene (parautohton); 2, solz cu litologie mixtă: marne cărămizii cretacice și marno-argile vișinii, micacee, paleogene; 3, marne senoniene de tip Puchov; 4, pachete de fliș eocen (Tocila-Secul) intercalate în suita marnelor cărămizii senoniene; criteriul separării celor cinci solzi; 5, orizont violaceu dano-paleocen; 6, roci pienine jurasice; 7, brecia cretacică bazală; 8, flișul eocen de Tocila-Secul.

Front de la nappe-écaille de Botiza avec la zone des échailles de Poiana Botizei. Échelle approximative : 1/10 000. On a commencé à numéroter les échailles (I—V)/depuis celle inférieure. Continuité de sédimentation du Crétacé-Paléogène (Puchov — Tocila-Secul) visible seulement dans l'écaille III.

1, couches de Valea Lăpușului oligocènnes-miocènnes (parautochtone); 2, écaille avec lithologie mixte: marnes briques crétacés et marno-argile griottes, micacées, paléogènes; 3, marnes sénoniennes de type Puchov; 4, paquets de flysch éocène (Tocila-Secul) intercalés dans la suite des marnes briques sénonniennes; critérium pour la séparation des cinq écailles; 5, horizon violacé danien-paléocène; 6, roches pénines jurassiques; 7, brèche crétacée basale; 8, flysch éocène de Tocila-Secul.

alocuri, marnocalcare argiloase cărămizii unicolore în ansamblu, cu foraminifere planctonice și nannoplancton.

Lipsite complet de intercalații clastice, ele sînt totuși fin nisipoase și fin micacee (siltstones) ceea ce le face relativ aspre la pipăit. Pete de mărime variabilă, verzui sau cenușiu-alb-albăstrii, marchează zone de acumulare a substanței organice reducătoare. Sînt frecvente dendritele manganifere, impresiunile de *Spirophyton*, crustele și diaclazele de calcit.

Cutarea intensă a orizontului a dus la dispariția aproape completă a stratificației și la dezvoltarea generală și compensatorie a clivajului șistos și a fețelor luciate, de fricțiune. Planele de clivaj sînt destul de variabil orientate, dar aproximativ paralele cu direcția nord-vestică a axelor cutelor și solzilor.

Institutul Geologic al României

Formațiunea aflorează larg în regiune, la baza celor două digitații ale pînzei Botizii. În digitația inferioară ea apare mai întîi în cadrul celor cinci solzi plasați în fruntea pînzei, traversați de Pîrîul Poienii chiar de-a-lungul satului Poiana Botizii; apoi, marcînd linia de șariaj, pe aproape întregul său traseu între valea Botizii Maramureșului prin Higea Brînzii, Borcut, Poiana Botizii, dealul Rugului și Leorda. În baza digitației superioare aflorimentele sînt continue între Valea Cismelor, Valea Fagului-Secătura și obîrșia văii Bloaja Strîmbului.

Uniformitatea litologică a formațiunii nu permite separarea de orizonturi. Pe de altă parte condițiile tectonice subînțeleg o aducere la zi brutală, care a afectat profund succesiunea normală a stratelor.

Conținutul macropaleontologic este extrem de sărac: fragmente de inocerami, echinide rare, *Belemnitella*, *Pachydiscus*.

Conținutul micropaleontologic al suitei a fost recuperat parțial printr-o eșantionare a suitei deschisă în toți cei cinci solzi de la Poiana Botizii.

Solzul inferior (1), de la intrarea în sat, și solzul mijlociu (3), în nivelele sale superioare, conțin asociații campanian-maestrichtiene cu reprezentanți bentonici și planctonici: *Clavulina* cf. *C. subparisiensis* Grz., *Hormosina ovulum* (Grzyb.) var. *gigantea* Geroch, *Hyperammina* cf. *H. maxima* (Friedb.), *Rhabdammina cylindrica* Glaessn.; *Globotruncana arca* (Cushm.), *Glt. caliciformis* (Lapp.), *Globotruncana* sp. ex gr. *Glt. fornicata* Plummer, *Glt. contusa* (Cushm.), *Glt. lapparenti tricarinata* (Quer.), *Glt. stuarti* Lapp., *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli).

Solzul 4, din capătul nordic al satului, este redus ca volum (aproximativ 10 m grosime de roci senoniene și eocene zdrobite). El conține rare textulariide (ex gr. *Textularia subhaeringensis* Grzyb.), *Stensiöina* și *Eponides*.

Solzii 2 și 3 sînt cei mai bine dezvoltați și se pot urmări din centrul satului pînă la marginea sa nordică unde se deschide o veche carieră. În solzul 2 și în partea bazală a solzului 3 asociația micropaleontologică conține reprezentanți din Turonian: *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *P. helvetica* (Bolli), *Praeglobotruncana* cf. *P. renzi* (Gand.) și extrem de rare exemplare de *Rotalipora* și *Thalmanninella*. În secțiunea medio-superioară a solzului 3 asociația se schimbă: *Globotruncana sigali* Reichel, *Glt. linnaeana* (d'Orb.), *Globotruncana* subspp. ex gr. *Glt. lapparenti*, *Glt. lapp. lapparenti* Brotzen, *Glt. lapp. coronata* Bolli, *Stensiöina* cf. *St. praeexculpta* (Keller), *Marssonella* sp., sugerînd presupunerea unei continuități de sedimentare către etajele inferioare ale Senonianului,

Institutul Geologic al României

dar fără ca acest fapt să apară prea clar, prin asociații proprii. Nu este de altfel exclusă o lacună de sedimentare în timpul Senonianului inferior, moment în care se plasează faza subhercinică ale cărei efecte sînt presupuse majore în arealul pienin.

Cu toată situația tectonică complicată, ansamblul datelor de microbiostratigrafie sprijină ideea unei continuități stratigrafice, deci a funcționării continue a fosei maramureșene din Albianul superior — Cenomanian în Turonian și Senonian (A l e x a n d r o w i c z et al., 1968).

Secțiunea marnelor de tip Puchov care aflorează la Poiana Botizii nu pare a depăși 100 m grosime.

Ultimele nivele de marne cărămizii cu globotruncane (*Glt. contusa, Glt. stuarti, Abathomphalus mayaroensis*) suportă un orizont de tranziție litologică. Acesta asigură, cel puțin din punct de vedere litostratigrafic, continuitatea Cretacic — Paleogen asupra căreia vom reveni mai jos.

În forajul de la Baia Mare marnele de Puchov au fost traversate într-un tronson de carotaj de aproximativ 75 m reprezentînd probabil solzi cretacic-eoceni în baza flișului eocen.

b) Cretacic superior în facies marginal

Stratele cu orbitoizi. B ö m-B e m (1944) și K á l m á n (1944) inserau în notele lor privitoare la geologia regiunii Lăpuș prezența stratelor cu inocerami : (mit) „unbestimmtbare Orbitulinae" (B ö m-B e m) ; „Kreideflysch... (mit) graue, harte... Inoceramen, führende Sandstein mit Einlagerungen vom groben Konglomerat" (K á l m á n). Elementele biostratigrafice ale informației, ca și consemnarea ei geocartografică, rămîn însă cu totul aproximative.

În domeniul marginal, sud-estic, al fosei, sincron cu secțiunea superioară a marnelor cărămizii de tip Puchov, s-a depus o formațiune transgresivă, echivalentă sub raportul faciesului și sincronă cu stratele de Jarmuta (A n d r u s o v, 1953).

În Maramureș această formațiune reprezintă un facies lateral, de bordură, a secțiunii superioare a marnelor de tip Puchov, prezența ei normală în domeniul paleogeografic al fosei propriu-zise (B i r k e n m a y e r, 1965 ; D a b a g h i a n, K r u g l o v, S m i r n o v, 1966) apărînd nefirească. Fără a-i cunoaște fundamentul, întrucît formațiunea este decolată împreună cu pînza-solz a Lăpușului, îl presupunem de natură cristalin-mezozonală sau sedimentar-jurasică în facies pienin. Coperișul său a format relieful pe care au transgresat mai întîi Eocenul mediu de facies

Institutul Geologic al României

marginal, apoi Oligo-Miocenul molasic reprezentat de stratele de Valea Lăpușului (a se vedea legenda hărții și figura 6).

Am considerat necesare mențiunile de mai sus întrucît în sectoarele intern-carpatice de la nord de teritoriul nostru gresia (Andrusov, 1953), stratele (Birkenmayer, 1965) sau suita (Dabaghian, Kruglov, Smirnov, 1966) de Jarmuta, în facies declarat de fliș, aflorează în relații de superpoziție normală cu marnele de Puchov, continuînd, în etajele Campanian și Maestrichtian, suita sedimentară a cărei depunere a început în Albian-Cenomanian.

Pînă în prezent în Maramureș și în Transilvania de nord strate echivalente cu formațiunea de Jarmuta au fost identificate numai în bazinul superior al rîului Lăpuș, între văile Roaia și Ungureni, unde reprezintă termenul inferior al pînzei-solz a Lăpușului. Componenta marno-argiloasă a secvenței, cu stratonomie generală ritmică, a constituit materialul lubrefiant care a înlesnit alunecarea pînzei-solz.

Formațiunea are grosime medie 60 m și începe cu psefite polimictice, paraconglomerate și parabrecii de granulație larg variabilă între deschideri (mega-... microconglomerate), cu sortare și consolidare de obicei slabe, urmate de gresii grosiere dure, apoi de gresii micacee curbicorticale.

Caracterul heterogen al psefitelor este dat de abundența elementelor calcaroase jurasice sau cretacic-medii (planșa XIV, fig. 1—4), blocurilor de cristalin mezozonal, rarelor fragmente de cuarțite roz-violacee și calcarelor spatice sau dolomitelor albe-fumurii (Triasic?).

Datorită gradului slab de cimentare acest orizont formează, în toată zona de aflorare dintre rîul Roaia și Izvorul Coșului, deluvii remarcabile.

Tot atît de heteroclastice sînt microconglomeratele și microbreciile care succed în coloană, și gresiile grosiere, aspre și dure, organogene, cu eroziune diferențiată (karren), cu diaclaze de calcit alb și cuiburi de marnă feroxidată, cu concrețiuni ferolitice foliacee, cu numeroși orbitoizi (planșa XIV, fig. 6—8).

Pe Luncuța aflorează gresii calcaroase fine, cenușii, pe alocuri limonitice-ruginii, cu mulaje de lamelibranhiate și cu orbitoizi.

În general psefitele evoluează în psamite pararitmice. Gresiile sînt cenușii, cu granulație relativ fină, cu filme muscovitice frecvente. Deasupra feței inferioare, de obicei plană, cu bioglife, primele lamine sînt puternic cimentate, dure, cu desfacere în plăci. Secțiunea superioară a stratului devine progresiv șistoasă, foliacee, curbicorticală, cu enclave

Institutul Geologic al României

de marne, concreţiuni sideritice sau limonitice, cu impresiuni de taluri de alge şi de organisme tîrîtoare, precum şi cu diaclaze calcitizate.

În acest al doilea orizont doi termeni atrag atenţia: obişnuitele gresii cenuşii micacee, curbicorticale, lenticulare, de grosime în jur de 25 cm; şi gresiile grosiere dure, compacte, cu orbitoizi, de grosime superioară (1—2,5 m), cu desfacere în plăci şi calupuri, prezente ca intercalaţii rare deasupra conglomeratelor bazale.

Marnele intercalare sînt cenuşiu-închise, moi şi friabile, fin micacee, cu slabe eflorescenţe de carbonaţi şi sulfaţi, cu galeţi diseminaţi, cu zone vărgate (benzi verzui şi roşii), remanieri intraformaţionale şi zone cu concreţiuni de hidroxizi.

Conţinutul paleontologic al formaţiunii este caracteristic şi constă din macroforaminifere din Campanian şi Maestrichtian (planşa IV): *Orbitoides media* (d'Archiac), *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.), *Omphalocyclus macroporus* Lk., *Lepidorbitoides socialis* Leym., *Clypeorbis mamillata* (Schlumb.), *Siderolites calcitrapoides* Lk. Mai rar în marnele cenuşiu-închise, dar mai frecvent într-o intercalaţie de marne vişinii cu aflorimente pe pîrîul Luncuţa, apare o asociaţie de microforaminifere predominant planctonice cu: *Globotruncana stuarti* (Lapp.), *Glt. contusa* (Cush m.), *Glt. arca* (Cush m.), *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli).

Gresiile cu exogire, inocerami şi rudişti. A doua formaţiune cretacică transgresivă, de facies marginal, neritic-recifal, aflorează numai pe marginea de vest a cordilierei maramureşene, pe bordura golfului Ruscova, în afara perimetrului nostru. Ea reprezintă un termen mai cuprinzător cronologic decît stratele cu orbitoizi şi conţine tipuri variate de roci: microconglomerate şi gresii cu *Exogyra columba* din Cenomanian (Zapalowicz, 1886; Patrulius, 1956), gresii marnoase şi marne turoniene cu *Inoceramus labiatus*, conglomerate campaniene cu *Vaccinites sulcatus* (Iliescu et al., 1967), marne cenuşii şi roşii cu inocerami şi globotruncane.

Acest ansamblu îşi are corespondenţi în formaţiunile de Orlové (conglomerate slab cimentate cu matrice marnoasă) şi de Upohlav (faciesul conglomeratelor de Upohlav) din Carpaţii Cehoslovaciei (Andrusov, 1953; Scheibner şi Scheibnerova, 1967; Scheibnerova, 1965).

Presupunem că în aria de sedimentare a stratelor de Upohlav a fost inclusă şi regiunea noastră, judecînd după fragmentele de *Durania*

Institutul Geologic al României

sp., radiolitid din Cenomanian-Turonian (planșa XII, fig. 11) remaniat în conglomeratele bazale ale molasei helveţiene de Hida din dealul Vimii. În mod evident acestea provin din calcare biogene, subrecifale, intercalate în suite detritice de tip Upohlav.

În încheierea consideraţiilor stratigrafice cu privire la sedimentele cretacice remarcăm că nu se pot stabili echivalenţe litofaciale între formaţiunile albiene sau post-albiene din fosa maramureşană şi sincronele acestora din fosa flişului carpatic extern — unităţile de Ceahlău, a flişului curbicortical, a şisturilor negre (J o j a et al., 1968).

c) Dano—Paleocen în facies de fliş

Între marnele senoniene de Puchov şi seria de fliş eocen de la Poiana Botizii se interpune, numai în cuprinsul solzului 3, un suborizont de trecere litologică : o alternanţă decimetrică, mai mult sau mai puţin ritmică, de marno-argile vişiniu-violacee şi cenuşiu-verzui, fin nisipoase şi micafere, friabile, cu nivele grezoase subţiri şi dure, cu cruste de alterare limonitică.

Acest pachet vărgat aflorează într-o singură deschidere (grosimea în afloriment 10—12 m) în capătul de nord al satului Poiana Botizii, pe versantul stîng al rîului Poienii, puţin în amonte de cariera cu marne roşii senoniene.

Din punct de vedere biofacial în fosa Maramureşului, la nivelul acestor strate, se înregistrează o explozie a asociaţiilor de foraminifere arenacee în dauna microfaunei calcaroase, fapt care creează dificultăţi în stabilirea unor repere biostratigrafice.

În afara răspîndirii grupului de specii comun în Carpaţi, cu *Hormosina ovulum* (G r z y b.), *Rzehakina epigona* (R z e h a k) şi *Nodellum velascoense* (C u s h m.), *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Trochamminoides* sp. etc., cîţiva rari reprezentanţi planctonici, între care *Globorotalia elongata* G l a e s s n e r, *Glr. velascoensis* (C u s h m.) şi *Globorotalia* cf. *Glr. membranacea* (E h r e n b.), indică prezenţa Dano-Paleocenului în baza suitei neozoice a flişului maramureşan.

d) Eocen în facies de fliş (ortofliş de Tocila-Secul)

Începînd din Paleocen şi în timpul Eocenului, în fosa Maramureşului s-a depus un volum apreciabil de sedimente terigene, cu grosime medie de 950—1150 m, în facies de fliş tipic, mai ales în secţiunea inferioară : succesiune de turbidite alternînd cu depuneri pelagice, cu ritmicitate şi

Institutul Geologic al României

granoclasare, cu nivele sau orizonturi microconglomeratice. Calcarenitele par a prevala asupra calcisiltitelor și cuarțarenitelor.

În cuprinsul acestui fliș am separat trei orizonturi (vezi planșa XIX/2 și planșa XX).

Orizontul bazal. Pachetul inferior de fliș eocen, cu grosime 600—700 m, prezintă aspectele stratonomice cele mai tipice: ansamblu grezo-pelitic sau pelito-grezos cu alternanță strîns ritmică.

El este constituit, în proporție relativ egală, din gresii și marno-argile colorate predominant verzui-cenușii, pe alocuri verde-oliv, vișinii, albăstrii, cenușiu-negricioase în stare proaspătă și brune-ruginii pe fețele supuse alterării.

Gresiile sînt calcaroase și micafere, pe alocuri cu lamele mari de muscovit dispuse paralel cu laminația. Stratele au grosimi variabile, între 15—20 cm, mai rar 50 cm, și fețe inferioare plane, cu numeroase mecanoglife și bioglife.

În secțiunea lor bazală stratele sînt puternic cimentate și se sparg în blocuri poligonale, perpendicular pe planele de stratificație. În treimea superioară laminele devin mai moi, șistoase, în mod frecvent convolute sau cu vermiculări (planșa XVIII, fig. 4). Trecerea la intercalațiile marno-argiloase se face gradat. Acestea sînt colorate verzui sau, uneori, în imediata apropiere a bazei orizontului, vișiniu.

Secvența tip a ritmostratelor este în general incompletă, în sensul că de cele mai multe ori îi lipsește intervalul bazal cu sedimentație gradată. În schimb sînt frecvente, în mod constant, intervalele cu laminație paralelă, asociate secundar cu nivele superioare pelitice (planșa XVIII, fig. 1).

Prezența foarte rară, în baza stratelor de gresie, a intervalului bazal turbiditic, grosier sau chiar gravelitic, este foarte importantă fiindcă acesta găzduiește foraminifere mari. Cinci dintre planșele noastre anexe (planșele V—IX) reproduc asociația genurilor întîlnite în acest orizont: *Nummulites*, *Orbitolites*, *Spiroclypeus*, *Operculina*, *Alveolina*, *Heterostegina*, *Grzybowskia*, *Assilina*, *Discocyclina* și *Asterocyclina*.

Cele mai bune secțiuni pentru examinarea acestui orizont sînt: cursul inferior și mediu al Văii Fagului, la Poiana Botizii; valea pîrîului Botizii, din amonte de sat pînă la confluența cu pîrîul Scridoasele; pîraiele care curg spre est sud-est din culmea Secătura-Tocila; întregul curs al văii Tocila bine deschis în ultimii ani prin amenajarea drumului forestier; pe versantul maramureșan cursul mijlociu și superior al văii Roata.

La confluența pîrîului Scridoasele cu rîul Poienii, care aici curge direcțional, se poate observa tipul de sedimentare al turbiditelor acestui

Institutul Geologic al României

orizont: gresii verzi fin granulare, curbicorticale, șistoase către fețele superioare; cu plaje muscovitice și cu bioglife diverse pe fețele inferioare bine cimentate și tasate, cu diaclaze calcitizate. Este clar vizibilă stratificația de curent. Pe fețele de strat expuse spărtura este poligonală.

Afluenții nord-vestici ai pîrîului Băiuț traversează zone puternic termometamorfozate de către vulcanitele pannoniene. Nivele de corneene se întîlnesc în bazinul superior al văii Strîmbului, pe valea Mihaly, valea Boeriții, Izvorul Conciului și pe valea Tocila în regiunea cursului său mijlociu. Ele păstrează culoarea verde a pelitelor și laminația inițială. În stare proaspătă rocile sînt sticloase și casante; alterate se înegresc și se dezagregă.

Conținutul paleontologic *in situ* al orizontului este concentrat, în modul caracteristic depozitelor de fliș, către baza mai grosieră. Ritmurile de gresii fosilifere au grosimea de 25—35 cm și posedă, în bază, un interval gradat grosier, de tip algolit-bioclastit (planșa XV, fig. 1—4), cu foraminifere mari. Asociația cuprinde elemente caracteristice Eocenului inferior (Cuisian) (planșele V—IX): *Nummulites partschi* De la Harpe, *N. subdistans* De la Harpe, *N. preacursor* De la Harpe, *N. planulatus* Lk., *N. burdigalensis* De la Harpe, *N. globulus* Leym., *N. soerenbergensis* Schaub, *N. exilis* Douv., *N. aquitanicus* Benoist; *Orbitolites* cf. *O. biplanus* Lehmann, *Operculina canalifera* d'Arch.; *Alveolina rugosa* Hott.; *Assilina douvillei* Abr. și Fabre, *Ass. pustulosa* Donc., *Ass. placentula* (Desh.); *Dioscocyclina chudeaui* (Schlumb.), *D. archiaci* (Schlumb.), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. marthae* (Schlumb.), *D. roberti* Douv., *D. augustae* Weyden; *Aktinocyclina* cf. *A. furcata* Rütim.; *Asterocyclina pentagonalis* (Schafh.), *A. stellata* d'Arch.

Am reprodus de asemenea în planșele VII și VIII, într-o trecere în revistă generală, și reprezentanți rari, puțin cunoscuți în prezent și în parte specii noi ale genurilor *Operculinoides* Hanzawa, *Heterostegina* d'Orbigny și *Grzybowskia* Bieda — pentru prima dată semnalați în sedimentele Eocenului inferior.

Între microforaminifere mai frecvente sînt cele arenacee (*Reophax*, *Textularia*, *Trochammina*, *Rhabdammina*, *Haplophragmoides*) alături de rare și rău conservate globorotalide din Eocenul inferior: *Globorotalia aragonensis* Nuttal, *Globorotalia* cf. *Glr. formosa* Bolli.

Gresia de Voroniciu, remarcată de către Motaș (1956) spre baza flișului de Petrova de la Rozavlea (valea Izei), în nivelele bazale ale solzu-

Institutul Geologic al României

lui Petrova, își găsește un echivalent mai complet în pachetul de strate analizat mai sus.

Orizontul mediu. Acest al doilea orizont reprezintă un episod relativ grosier al flișului terigen de Tocila — Secul, de grosime medie 150—200 m. El aflorează în muntele Secul, pe Izvorul Alb și pe cursul superior al văii Tocila.

În muntele Secul structura orizontului este chiar grosieră, pe alocuri microconglomeratică, cu aspect stratonomic de tipul gresiei de Tarcău și lito-facies de fliș grezos.

Ceea ce caracterizează acest orizont sînt stratele de gresii calcaroase masive, dure în stare proaspătă, cenușii, de grosime 1—3 m, cu granulație fină în ansamblu dar cu zone grosiere frecvente. Cuarțul este predominant, roca trădează o maturitate avansată.

Gradația este rară și redusă în cea mai mare parte a grosimii stratelor. Rareori coperișul lor capătă o șistozitate accentuată cu laminație clară și cu schițări de stratificație convolută. Dacă intervalul bazal gradat lipsește, sînt în schimb frecvente mecanoglife și mai rar bioglife. Baza stratelor de gresie este pe alocuri diaclazată, fantele calcitizate fiind în mod diferențiat dizolvate.

Între stratele de gresie se intercalează argilite nisipoase micafere, foliacee, negricioase, de grosime maximă 10 cm, slab ondulate.

Deschiderile orizontului sînt impozante, adeseori transformate în cariere. Aici se vede că spărtura gresiilor este larg concoidă și că interstratele anemice conțin materie organică vegetală incarbonizată.

Gresiile grosiere și microconglomeratele acestui orizont formează o bandă continuă între cursul superior al văii Mireșului (Botiza Maramureșului) și Izvorul Alb (Băiuț). La vest de valea Băiuțului toate formațiunile sedimentare sînt acoperite de placa andezitelor sau de deluviile acestora.

Orizontul mediu al flișului de Tocila — Secul corespunde unui aport masiv de material clastic în bazinul de sedimentare. Considerăm că el este echivalent și sincron cu gresia de Strîmtura separată de M o t a ș în nivelele medii ale flișului de Petrova din solzul Petrova.

Conținutul paleontologic este sărac și oarecum neunitar. În aflorimentele de pe muntele Secul am colecționat cîteva forme megasferice de numuliți din Eocenul mediu (planșa VI, fig. 10, 11, 13): *Nummulites uranensis* D e l a H a r p e, *Nummulites* ex gr. *N. distans — millecaput*, o formă cu afinități de *Nummulites praefabianii* V a r. și M e n n e r și

Institutul Geologic al României

un exemplar de numulit din grupul *N. perforatus* (Montfort), rău conservat pentru a putea fi figurat.

Între microforaminifere sînt mai frecvente *Cyclammina amplectens* Grzyb., (indicator al Eocenului mediu-superior în aria carpatică) și *Sphaerammina subgaleata* (Vasicek) în asociație cu specii de *Ammodiscus*, *Dendrophyra*, *Glomospira*, *Haplophragmoides*, *Rhabdammina* etc.

Orizontul superior. Acest orizont este reprezentat predominant prin marne cu globigerine. În regiune acest orizont marnos aflorează în pînza-solz a Botizii ca și în pînza-solz a Lăpușului.

După perioada de sedimentare echilibrată și alternă din orizontul inferior, urmată de acumulări active, fluxoturbiditice, în orizontul mediu, în cadrul acestui al treilea orizont procesele de sedimentare capătă un caracter liniștit cu predominanța depozitelor pelitice asupra turbiditelor mezoclastice. Pachetul de marne nu prezintă o stratificație evidentă. Componentul „lime", caracteristic sedimentării pelagice, este în vădită creștere procentuală. El marchează și aici, ca de altfel în întreg domeniul carpatic, preludiul unei uniformizări faciale, deocamdată marină, sub forma acestui orizont numit „al marnelor cu globigerine". Anticipăm adăugînd că această uniformizare se va accentua în timpul Oligocenului și în Miocenul inferior, în stadiul geosinclinal terminal, iar sedimentarea va deveni colmatantă cu faciesuri laguno-salmastre.

Marnele cu globigerine din Maramureș (Mutihac, 1956) au o stratificație strînsă, centimetrică, și culoare cenușiu deschis-verzuie, cu intercalații frecvente de marno-argile vișinii.

Interstratele, distribuite la intervale metrice, marchează scurte episoade de sedimentare mai activă, cu gresii calcaroase deosebit de dure, cu grosime de ordinul cîtorva centimetri, mai rar 10—20 și excepțional 30 cm, cu granulație fină sau medie. În acest din urmă caz stratele găzduiesc rari reprezentanți ai familiei Nummulitidae caracteristici Priabonianului: *Nummulites fabianii* Prever, *Spiroclypeus* cf. *S. carpathicus* Uhlig, *Operculina alpina* Douv. (planșa VI, fig. 12; planșa VII fig. 5).

În forajul de la Baia Mare flișul eocen maramureșan, aflat în relief sub placa de vulcanite și sub Tortonianul transgresiv, a fost traversat pe un interval de aproximativ 420 m.

Flișul de Tocila — Secul este sinonim cu flișul de Petrova (L. Atanasiu, 1956) care aflorează larg în solzul Petrovei din centrul Maramureșului. În același timp aceste două formațiuni sînt izopice față de flișul de Benatina (Lesko, 1960; Lesko și Samuel, 1965;

Institutul Geologic al României

Lesko și Samuel, 1968), descris în Pienidele din Slovacia orientală, și probabil încă cu Eocenul în facies Myjava (Andrusov și Kohler, 1963).

Pe de altă parte formațiunile eocene în facies de fliș din Maramureș sînt heteropice față de faciesurile Paleogenului din Carpații orientali externi (faciesul gresiei de Tomnatec-Prisaca din unitatea șisturilor negre și faciesurile pînzei de Tarcău - Joja et al., 1968).

e) Eocen în facies marginal

Scurt istoric. Încă de la mijlocul secolului trecut geologii exploratori ai munților Lăpușului au semnalat existența calcarelor cu fenomene carstice de la Piatra Pintii. Relatări mai substanțiale avem de la Primics (1886).

Pe observațiile lui Primics se bazează considerațiile ulterioare ale lui Koch (1894) care conchidea că aceste roci reprezintă aici strate de Hoia dispuse discordant peste gresia carpatică cretacic — terțiară (recte strate de Valea Lăpușului oligo-miocene) sau intercalate în această gresie. Determinările numuliților din calcare (*Nummulites „intermedius — fichteli"*), făcute de Vutskits, au fundamentat considerațiile de vîrstă făcute de Koch.

Pentru Dumitrescu (1957) termenii cuprinși în această suită reprezintă faciesuri laterale și lentile în cadrul unui Wildflysch priabonian cu numuliți mari remaniați din roci eocen-medii, erodate. Acest Wildflysch ar reprezenta componentul litologic unic al pînzei Wildflysch-ului. Noi am tratat această unitate ca pînză-solz a Lăpușului formată din strate cu orbitoizi, Eocen mediu marginal transgresiv, Oligocen și Miocen inferior de asemenea transgresive deasupra precedentelor.

Analiza stratigrafică. În cuprinsul solzului Lăpuș, la obîrșia văilor Ulmu și Valea Rea, la Piatra Pintii, la izvorul pîrîului Bălaș, pe versantul drept al pîrîului Poienii și la confluența văii Iezuina cu rîul Lăpuș aflorează roci eocene recifogene. Ele apar de sub acoperirea transgresivă a stratelor de Valea Lăpușului în relații de discordanță față de stratele cu orbitoizi subjacente.

Stratele se grupează natural într-o trilogie numulitică reprezentată prin conglomerate, calcare detritice și marne cu grezo-calcare marnoase. Succesiunea cea mai reprezentativă poate fi examinată în Dealul Pintii (fig. 6).

Institutul Geologic al României

Orizontul conglomeratelor și breciilor bazale. Acest orizont polimictic este alcătuit din fragmente mari, bine rulate în cazul conglomeratelor, de roci cristaline, jurasice și cretacice; uneori puternic cimentate într-o matrice psamitică de nisip calcaros, alteori cu aspecte de bolovăniș consolidat prin litostază. De obicei sînt fără stratificație și fără imbricație evidentă. Pe alocuri conglomeratele sînt de tip tiloid, formate din elemente rulate într-o masă de legătură marnoasă sau marnocalcaroasă.

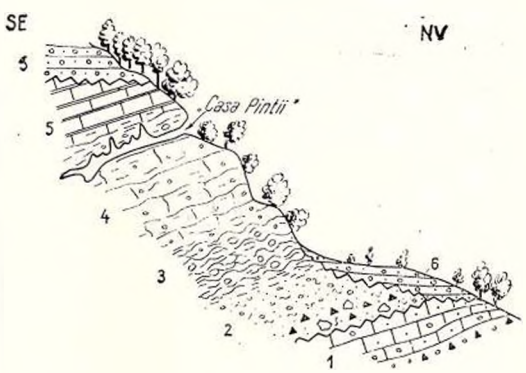


Fig. 6. — Suita Eocenului din Dealul Pintii (Piatra Pintii, martor marginal de eroziune). Scara aprox. 1 : 1000.

1, strate cu orbitoizi (Campanian-Maestrichtian); 2, conglomerate și gresii transgresive; 3, orizontul marno-grezos concreționar, de trecere; 4, calcare detritice; 5, calcare cu discocycline; 6, strate de Valea Lăpușului (Oligo-Miocen transgresiv deasupra unui paleorelief).

Suite de l'Éocène de Dealul Pintii (Piatra Pintii, témoin marginal d'érosion). Échelle approximative au 1/1 000.

1, couches à Orbitoïdes (Campanien-Maestrichtien); 2, conglomérats et grès transgressifs; 3, horizon marno-gréseux concrétionnaire, de passage; 4, calcaires détritiques; 5, calcaires à discocyclines; 6, couches de Valea Lăpușului (Oligocène-Miocène transgressif surmontant un paléorelief).

În liantul marnos abundă numuliți din grupul *N. perforatus* (M o n t f.), *N. millecaput* B o u b é e (exemplare cu diametru pînă la 32 mm), *Assilina exponens* S o w. formele A și B, și resturi de *Pycnodonta*, *Spondylus*, *Chlamys*.

Elementele conglomeratelor sînt deseori învelite în cruste de alterare calcaroase cu aspect caracteristic.

Orizontul de trecere. Suita grosier-detritică continuă cu un orizont cu litologie și stratonomie ambigue: marne cenușii, murdare, uneori cu slabă patină verzuie, cu marnocalcare, grezo-calcare și calcare nodulare dure, algo-concreționare, interstratificate. Sînt prezente de asemenea marne cenușiu-verzui-gălbui, cenușiu-închise și micafere în spărtură, gălbui pe fețele expuse, găzduind concrețiuni calcaroase, predominant algolitice.

Orizontul calcarelor detritice și al calcarelor cu discocycline. Nivelele superioare ale suitei din dealul Pintii reprezintă calcare detritice cenușii, aspre la pipăit, împănate cu elemente de cristalin și, mai rar, de calcare jurasice, vizibile prin dizolvare diferențiată (karren). Se întîlnesc de asemenea calcare cu corali, calcare organodetritice cu numeroase foramini-

Institutul Geologic al României

fere mari, calcare cu alge melobesiee și dasycladacee, mai rar marnocalcare pelagice (planșa XV, fig. 5, 6; planșa XVI, fig. 1, 2).

Calcarele fac relief pronunțat la Piatra Pintii. Aici o mică peșteră („Casa Pintii"), vizitată încă de P o s e p n y, și cîteva doline de creastă circumscriu o zonă restrînsă de carst.

Nivelele superioare pierd progresiv materialul psefitic; mîlul calcaros, de precipitație, a cimentat nisipul calcaros, biodetritic, cu fragmente de alge, briozoare, corali, moluște și foraminifere.

Pe toată grosimea lor calcarele conțin cochilii numeroase de numuliți: *N. striatus* B r u g., *N. beaumonti* d'A r c h. și H a i m e, *N. perforatus* (M o n t f.) predominant forme A.

Acest orizont este exploatat de localnici, din timpuri străvechi, în cariere și cuptoare primitive, amenajate la fața locului, pentru prepararea pietrei de var.

Pe creasta Pietrii Pintii s-a păstrat un calcar curat cu discocicline și alte macroforaminifere, pe alocuri în lumașele, foarte demonstrativ în secțiuni subțiri (planșa XVI, fig. 7).

Orizontul descris mai sus pare încadrat în bază și în coperiș de marne cu sedimentare grosieră de tip „pebbly mudstone", siltice, colorate verde-murdar.

În aflorimentele de la Piatra Pintii Eocenul marginal însumează în jur de 50—70 m grosime dintre care: 10—15 m orizontul conglomeratic, 15 m marne, calcare nodulare și marno-gresii, 30 m orizontul calcarelor detritice. După conținutul paleontologic el reprezintă partea superioară a Eocenului mediu (Biarritzianul) cu posibilitatea ca cele mai superioare nivele să aparțină Eocenului superior.

Eocenul de la Piatra Pintii reprezintă un facies de transgresiune, evoluînd de la detritic-grosier-polimictic la organogen-carbonatat; de la clastite, mai mult sau mai puțin mature, la calcarenite recifogene și biostrome. El este un facies clastic marginal, de bordură a fosei, cuprins între lacune stratigrafice; este discordant deasupra stratelor cu orbitoizi și suportă de asemenea discordant formațiunea molasică oligo-miocenă de Valea Lăpușului care stă pe o suprafață de abraziune (planșa XVI, fig. 3, 4).

Din punctul nostru de vedere Piatra Pintii este un martor marginal de eroziune nu un „haut-fond" sau un apex de cordilieră submers și flancat de depozite de tip Wildflisch. Nu ne găsim în interiorul fosei ci la marginea ei.

Nu este totuși exclus ca, din punct de vedere tectonic, poziția sa să fie, într-o oarecare măsură, alohtonă, în sensul că, datorită supraîm-

Institutul Geologic al României

pingerii pînzei-solz a Botizii și competenței substratului, acest corp de roci să se fi angajat într-o mișcare de extrusiune (de tip diapir).

Ținînd seamă de caracterele lito- și biofaciale, considerăm această formațiune izopică față de Eocenul de pe rama internă a cordilierei maramureșene, de pe bordura munților Rodna (Patrulius, 1956) și din Bîrgău (Semaka, 1955).

Eocenul marginal este aproximativ izopic și față de Eocenul de Podhale (Bieda și Horwitz, 1931; Bieda, 1935, 1963; Passendorfer, 1963) considerat de către Radomski (1958), Halicki (1963), Dzulynski și Smith (1964) un fliș transgresiv și neafectat tectonic.

În același timp suita eocenă de la Piatra Pintii este cel puțin parțial heteropică față de Eocenul epicontinental al depresiunii Transilvaniei, și ar ocupa o poziție intermediară între acesta și Paleogenul în facies de fliș al fosei maramureșene.

f) Eocen în facies epicontinental (de bazin)

Flancul sudic al masivului cristalin Preluca suportă transgresiv depozite epicontinentale de tip transilvan, cu un accentuat grad de diferențiere litostratigrafică și cu conținut paleontologic bogat, care permite datări la grad de etaj (vezi planșa XIX/1 și planșa XX).

În sectoare sud-vestice ale Prelucii, pe alocuri, între fundament și placa rocilor eocene, se interpun și sedimente ale Cretacicului superior, la rîndul lor transgresive iar ulterior menajate de eroziune. Patrulius a determinat din seria de gresii și marne senoniene din împrejurimile localității Buteasa amonitul coniacian *Gauthiericeras margae* (Schlüter), iar Chiriac a determinat un echinoid santonian, *Micraster coranguinum* Klein, în aceeași suită la Remetea Chioarului (informații verbale ale autorilor).

Eocenul în facies epicontinental grupează formațiunile: gresia de Racoți, stratele de Turbuța (Napocian) și calcarele cu *Nummulites fabianii* (Napocian + Priabonian).

Gresia de Racoți. Unicul reprezentant în regiunea noastră a ceea ce Hofmann a numit „Rakoczy Gruppe" prezintă sensibile deosebiri față de echivalentul din dealul Racoți, de la Jibou: stratificația devine mai grosieră, cu numeroase lentile de pietrișuri; pierde caracterul fosilifer și acceptă intercalații de argile vărgate neordonat distribuite.

Institutul Geologic al României

Zona de aflorare a orizontului se găsește în partea de sud-vest a regiunii între văile Prislopului și Boilor. La baza pantei dealului Parola gresiile grosiere de Racoți dispar sub acoperirea ingresivă a stratelor de Turbuța.

Structura generală a rocii este clastică, microconglomeratică, dură.

În valea Prislopului succesiunea cuprinde din bază : lumașele friabile cu *Spondylus*, *Gryphaea*, *Crassatella*, *Pholadomya*, *Delphinula* etc., în gresii marnoase, albe, slab cimentate ; nisipuri albe-cenușii sau portocalii-ruginii împănate cu pietriș ; marne albăstrii pătate vișiniu ; marne nisipoase sau nisipuri marnoase cu filme cărbunoase și galeți ; gresii cenușii, dure, cu microfaună (predominant miliolide) ; gresii microconglomeratice, microconglomerate dure, casante, cu frecvente zone de alterație hidrooxiferică.

Această formațiune reprezintă principalul constituent stratigrafic marin al Napocianului (Bombiță, 1964 ; 1968). Atribuită inițial Eocenului mediu de către Hofmann, ea a fost considerată ulterior auversiană (sensu Boussac, 1911) de către Haug (1920). Recent Dumitrescu (1957) a substituit acest Auversian cu Priabonianul (inferior) adaptînd ideia lui Haug la scara stratigrafică a Eocenului adoptată de Gignoux.

Datăm orizontul în baza conținutului său paleontologic la locul tip al formațiunii (faciotip) în dealul Racoți, la Jibău, unde el conține numuliți caracteristici din partea inferioară a Eocenului superior (Napocian cu stratotipul la Leghia — Cluj) (Bombiță și Moisescu, 1968) : *Nummulites garnieri* De la Harpe și *N. praefabianii* Var. și Menner, *Aiveolina* (planșa XVII, fig. 1, 2). Grosimea formațiunii variază în jur de 20 m.

Gresiile și conglomeratele fluvio-lacustre de Turbuța. Separate și descrise inițial de Hofmann, aceste strate nemarine au fost totdeauna considerate echivalente și sincrone cu orizontul superior de argile continentale de la Cluj. Schimbarea laterală de facies este nesemnificativă.

Stratele de Turbuța sînt reprezentate în bază prin brecii și conglomerate salmastre cu fragmente de ostrei, conglomerate dure cu elemente aproape exclusiv cristaline.

Nivelele medii și superioare reprezintă alternanțe sau imbricări de nisipuri limno-fluviatile verzi, cenușii, albăstrii-pătate, puțin argiloase, cu sortare variabilă, slab cimentate sau cu liant limonitic-hematitic.

Fiind foarte ușor alterabile ele formează întinse pînze de deluvii pe pante, pe alocuri cornișe, forme mutonate și marmite, datorită eroziunii

Institutul Geologic al României

diferențiate. Sînt frecvente pungile nisipoase în nivelele microconglomeratice sau, invers, zonele microconglomeratice în stratele predominant nisipoase. Stratificația încrucișată este regula.

Suprafețele de aflorare sînt, pe alocuri, acoperite cu cruste de oxizi de fier — rezultat al oxidării în condiții de umiditate. Fenomenul este superficial. Deși la un examen de suprafață s-ar părea, stratele de Turbuța nu reprezintă o formațiune feriferă.

În concluzie, această formațiune constituie un pachet de arenite și rudite fluvio-lacustre, azoice în regiunea noastră, nesortate, cu stratificație masivă dar obscură, cu matrice săracă și cu aureole oxiferice. Grosimea variază între 30 și 50 m.

Existența unor zone considerate proximale față de sursă, și a unor zone grezo-argiloase considerate ca avînd o poziție distală față de aceeași sursă, a fost interpretată de L ă z ă r e s c u (1966) ca fiind în legătură cu prelungirea spre sud a cristalinului sub forma unor coame îngropate.

Calcarele cu Nummulites fabianii. Această formațiune a fost numită de D u m i t r e s c u (1957) seria calcaroasă pentru a exprima caracterul ei litologic cuprinzător. Într-un alt sens, mai larg, R ă i l e a n u și S a u l e a (1953) au împărțit succesiunea depozitelor eocene din Transilvania în patru serii, două marine pluriformaționale și două continentale uniformaționale. Termenul „serie" este valid numai pentru unități cronostratigrafice și noi îl utilizăm numai în acest sens.

Calcarele cu *Nummulites fabianii* reprezintă, în regiunea dintre rîul Someș și masivul Preluca, un echivalent predominant calcaros al suitei eocen-superioare bine diferențiată litofacial în împrejurimile Clujului: calcarul de Cluj cu gipsuri intercalare, marnocalcarele cu *Nummilites fabianii*, marnele cu briozoare și calcarul de Hoia. Această echivalență a fost stabilită deja în secolul trecut de către H o f m a n n și K o c h. Ultimul dintre aceștia a exprimat clar contopirea facială a marnocalcarelor cu *N. fabianii* și a marnelor de Brebi într-o singură suită carbonatică, împreună cu calcarele din culcuș (de Cluj) și din acoperiș (de Hoia) (K o c h , 1894, p. 306): „Es scheint... das der Bryozoentegel in seinem Verlaufe gegen Norden zu allmählig sich auskeile; oder er übergeht vielleicht allmählig in die darüber folgenden kalkigen Hoja Schichten..."; și mai departe: „... an nordöstlich, und weiter östlich gerichteten Zuge der eocänen Schichtreihe verschwinden nicht nur diese, sondern auch die unteren Intermedia — Schichten der Priabona-Stufe... und die liegenden Grobkalkschichten sowie die darüber folgenden, stark kalkigen Hojaer,

Institutul Geologic al României

Schichten kommen in unmittelbare Berührung und flissen zusammen dass man die Grenze zwischen ihnen nicht überall sicher sehen kann."

După Hofmann și Koch orizonturile calcarelor din nord-vestul Transilvaniei nu conțin numuliți. Ori de cîte ori aceștia au fost totuși întîlniți în calcarele de la sud de Preluca s-a considerat că provin din orizontul de Hoia. De fapt numuliții se găsesc pe aproape toată grosimea orizontului, mai rari către bază și abundenți la partea superioară.

Reamintim că într-un moment în care etajul Priabonian nu fusese încă definit, Hofmann a avut surprinzătoarea intuiție de a echivala cu secțiunea eocen-superioară de la Priabona numai orizonturile „*Nummulites intermedia* Schichten" și „Brebi Mergel", atribuind Eocenului mediu formațiunile întrunite de noi actualmente în Napocian (gresia de Racoți, stratele de Turbuța, calcarul de Cluj). El devine astfel un precursor al reconsiderării privind stratigrafia Eocenului superior (Bombiță, 1964; Bombiță și Moisescu, 1968).

Fără a avea o grosime prea mare (aproximativ 50 m), orizontul calcarelor cu *N. fabianii* aflorează pe suprafețe apreciabile, mai ales în partea de vest a culoarului Boiu-Răzoare.

Orizontul este constituit predominant din calcare de tip grosier (planșa XVII, fig. 3—6), calcare neritice, biodetritice, calcare algolitice, calcare cu miliolide (miliolite), calcare biohermice, lumașele cu material de legătură bioclastic, marnocalcare cochilifere, calcare cu briozoare și alge, calcare numulitice, calcarenite, calcare pseudonodulare cu separațiuni după suprafețe curbe de tip „shetting", șisturi calcaroase sau marnocalcaroase; mai rar, marne foliacee cu eflorescențe de sulfați (originea izvoarelor sulfuroase de la Bizușa) și gresii calcaroase dure.

Baza orizontului este marnoasă și slab fosiliferă; restul grosimii este ocupat de calcare cenușiu-gălbui, pe alocuri vinete. Stratele măsoară obișnuit 1,5—2,5 m, mai rar sub 1 m grosime.

Spărtura rocii proaspete se face în pavee, iar a rocii cu suprafețe expuse, pe suprafețele neregulate ale mulajelor de moluște. Dezagregarea calcarelor are loc prin detașări de blocuri pe planele de joint-uri. În general neregularitățile suprafețelor expuse în carierele naturale reflectă sistemele de joint-uri.

Examinarea orizontului se poate face în foarte bune condiții în perimetrul Prislop-Boiu-Frînceni-Selnița. Placa calcarelor armează platforma Boiu-Răzoare și determină morfologia regiunii. Sînt frapante și fețele structurale (poduri) cu fenomene microcarstice: doline (ponoare) circulare sau alungite. Faliile sînt grupate pe cîteva aliniamente comune. În zonele cu fracturi închise s-au format mici horsturi și grabene. Suprafețe aprecia-

Institutul Geologic al României

bile sînt acoperite cu laterite și cu pietrișuri roșii rezultate din alterarea superficială a calcarelor.

Calcarele cu *Nummilites fabianii* sînt fosilifere pe toată grosimea lor cu o creștere a conținutului paleontologic în nivelele superioare. Din păcate majoritatea macrofaunei se găsește sub formă de mulaje: *Campanile*, *Rostellaria*, *Gryphaea*, *Pholadomya*; *Eupatagus*, *Scutellina*, *Schizaster*; briozoare, corali, macroforaminifere, microforaminifere, alge.

Fosilele caracteristice sînt reprezentate de grupul lui *Nummulites fabianii*: *Nummulites praefabianii* Var. și Menner, cu primii reprezentanți ai grupului, rari și primitivi, în nivelele inferioare ale calcarelor ce revin încă Napocianului; *N. fabianii* Prever în nivelele mijlocii și superioare este caracteristic Priabonianului *str. sensu*; iar *N. problematicus* Tellini apare în nivelele terminale, de trecere la Oligocen.

Se întîlnesc încă speciile priaboniene *N. chavannesi* De la Harpe, *N. incrassatus* De la Harpe, *N. pulchellus* Hantken; apoi genurile *Orbitolites*, *Halkyardia* etc.

g) Oligocen în facies de fosă

Stratele de Valea Carelor. Aceste strate au fost astfel numite de către Patrulius (1956) și corespund cu „Obereocener Strzolka-artige Schichten" separate de Zapalowicz (1886). Ele reprezintă formațiunea principală a Oligocenului maramureșean într-un facies specific.

În partea de nord-vest a regiunii, valea Botizii maramureșene traversează, în cadrul pînzei solz a Lăpușului, cel mai occidental afloriment al unui orizont marno-grezos, bituminos, care se continuă din fosa Maramureșului sub forma unei benzi subțiri. La vest de această intercepție orizontul bituminos dispare sub acoperirea ingresivă a stratelor de Valea Lăpușului (echivalente cu gresia de Borșa).

Pe valea Botizei Maramureșului, puțin în aval de confluența cu pîrîul Runcașul, marnele priaboniene cu globigerine ale flișului de Tocila—Secul trec gradat, dar destul de repede, la această alternanță psamito-pelitică mai mult sau mai puțin bituminoasă: gresii cenușii negradate în strate de grosime aproximativă 1—2 m, fin sau mediu granulare, cu frecvente diasteme, interstratificate cu pachete mai groase (5—6 m) de șisturi argilo-marnoase, foliacee-cartonate, ele însile împănate cu strate subțiri (1—2 m), lentiliforme, de gresii cuarțitice. Totul este colorat cenușiu închis-negricios, pe alocuri cu pete brune și irizații caracteristice.

Pe valea Botizei orizontul nu depășește 30 m grosime. La partea superioară el suportă strate în care gresiile devin predominante (bancuri

Institutul Geologic al României

de 3—4 m grosime, cu diasteme între stratele elementare) cu frecvente pungi marmitice („wash-outs") umplute cu microconglomerate și fragmente de marne negre, fin nisipoase, remaniate intraformațional; cu aceste nivele grezoase se face trecerea la formațiunea superioară, gresia de Borșa (sinonimă, în regiunea Lăpuș, cu stratele de Valea Lăpușului).

Față de stratele de Valea Carelor propriu-zise, din depresiunea Maramureșului, pe care le-am examinat și noi în bazinul superior al rîului Iza (în afara hărții), formațiunea descrisă mai sus nu este absolut identică ci mai degrabă paraizopică .

Stratele de Valea Carelor, echivalente și sincrone cu stratele de Zakopane din Carpații polonezi (P a t r u l i u s et al., 1960), sînt larg dezvoltate la est de localitatea Săcel, pe versanții de nord și de vest ai horstului Rodna. Ele reprezintă un pachet de șisturi argiloase sau argilo-marnoase în alternanță ritmică cu gresii fine, curbicorticale, cu mecanoglife și cu lentile sau strate subțiri de ankerite sideritice, șisturi disodilice cu resturi de pești, argile negre și argilite compacte, bituminoase.

În acest cadru litogenetic autohton formațiunea prezintă însă numeroase elemente alohtone. În deosebi pe văile care coboară din muntele Muncelul (la sud de localitatea Săcel) aflorează numeroase blocuri de șisturi cristaline, gresii cuarțitice, gresii marnoase, calcare marnoase și numeroase blocuri de calcare numulitice remaniate, acumulate zonar, sub formă de brecii conglomeratice sau conglomerate tiloide cu matrice argiloasă. Dintr-un bloc de calcar priabonian remaniat P a t r u l i u s a descris un maxilar superior de *Prominatherium dalmatinum*. Se întîlnesc frecvent, acumulate în pungi marno-argiloase, echinide, moluște și foraminifere mari priaboniene, spălate de pe suprafețele expuse ale calcarelor eocene sau redepuse, după descuamarea blocurilor, în fosta zonă litorală a mării oligocene.

Între foraminiferele mari sînt frecvente *Nummilites fabianii* P r e v e r și *Operculina alpina* D o u v . La Telciu însă baza formațiunii găzduiește moluște oligocene (D r ă g h i n d ă , inedit) : *Tympanotonos labyrinthum labyrinthum* (N y s t), *Pirenella plicata monilifera* (D e s h .), *Ostrea cyathula* L k . Caracterul remaniat al faunelor priaboniene din Carpații interni (stratele de Zakopane și de Krosno din Carpații polonezi, sinonimele lor din Maramureș stratele de Valea Carelor și gresia de Borșa) nu poate susține atribuirea formațiunilor care le conțin la Eocenul superior (Z a p a l o w i c z , 1886; B i e d a , 1947; R e i c h ; P a t r u l i u s et al., 1960).

La est de Săcel, pe rama nord-vestică a masivului Rodna, stratele de Valea Carelor au fost descopertate ulterior, pe suprafețe întinse, prin

Institutul Geologic al României

îndepărtarea erozională a gresiei de Borșa. Surecțiunile horstului Rodna au cauzat, probabil în timpul Cuaternarului, alunecarea gravitațională, pe placa calcarelor cu *N. fabianii*, a pachetelor marnoargiloase, într-o mare structură de tip „collapse".

Această formațiune este de tipul argilelor litorale cu blocuri. De aici aspectul lor local, lito- și tectofacial, de fliș proximal (Wildflysch tipic după Patrulius și Popescu, 1960).

În zone neafectate de alunecări (Preluca Izei, Muntele Bătrîna) formațiunea măsoară aproximativ 250 m grosime, nu conține blocuri exotice și plachează suborizontal cristalinul Rodnei.

Stratele de Valea Carelor reprezintă roca generatoare a hidrocarburilor lichide migrate în gresia de Borșa și exploatate în anticlinalul Săcel.

Am subliniat mai sus caracterul de ubicuitate pe care îl au, în arealul carpatic, marnele cu globigerine ale Eocenului superior din domeniul geosinclinalului.

Exceptînd calcarele de Ciocmani și de Mera, strict epicontinentale, formațiunile geologice depuse în timpul Oligocenului îmbracă faciesuri în mod progresiv uniforme în ambele domenii, epicontinental și geosinclinal. Acest fapt ni se pare general în Carpați, cel puțin dacă avem în vedere condițiile de sedimentare nou instalate, predominant salmastre-lagunare.

h) Oligocen în facies epicontinental (de bazin)

Stratele de Curtuiuș. Aceste strate reprezintă o formațiune subțire, lacustră, cu răspîndire locală, semnalată de Hauer și Stache și descrisă în detaliu de Hofmann. Ea a fost circumscrisă de la început la regiunea de la nord de Someș.

Perimetrul cercetat de noi cuprinde, în sectorul de sud-vest, localitatea tip a formațiunii, Curtuiuș—Perii Vadului. În împrejurimile acestui sat și pe versantul de est al văii Seaca aflorează lenticular lumașele albicioase, friabile, cu cărbuni, sau șisturi cărbunoase ușor dezagregabile, de grosime medie 3 m. Pe alocuri, în fîntînile din satul Curtuiuș, grosimea stratelor atinge 5 m, dar în restul regiunii măsoară în jur de 0,5—1,5 m. Se întîlnesc de asemenea gresii calcaroase, lumașele, calcare lacustre cu accidente silicioase nodulare, cu *Planorbis* și cu fructificații de *Chara*.

Dintr-un punct fosilifer de pe valea Ponoriței am recoltat resturi fosile păstrate cu patina lor albă, caracteristică: *Isastrea* cf. *I. haueri* (Lk.); *Planorbis cornu* Brongn.; *Potamides scalaroides* Desh., *Turritella* cf. *T. biarritzensis* Boussac (planșa X, fig. 1, 2; planșa XI, fig. 11, 19, 20).

Institutul Geologic al României

Stratele de Curtuiuș se plasează la limita Eocen-Oligocen sau puțin deasupra acesteia. Ele reprezintă un facies local, de șisturi bituminoase-cal caroase formate în condiții stagnante-lacustre, cu acumulare de materie organică.

Aria lor paleogeografică a atins probabil paralela satului Ungureni întrucît ele aflorează tectonic pe versantul sudic al muntelui Hudin, în afara hărții noastre, unde conțin : *Tympanotonos labyrinthum labyrinthum* (Nyst), *Polimesoda convexa* d'Orb. (dominantă), *Pirenella plicata galeotti* Nyst, *Pitar* (*Callista*) *villanovae* (Desh.), corali, foraminifere (pe Pîrîul Subțire).

Stratele de Ciocmani. Separate și numite de către Hofmann, calcarele de Ciocmani au fost paralelizate de același autor (1881, 1883) cu stratele de Gomberto din Vicentin. Ele reprezintă formațiunea oligocenă cea mai răspîndită din munții Lăpușului și cuprinde calcare grezoase cenușii, calcarenite, calcare marnoase cu marne intercalate, calcare lumașelice subțiri, lumașele de moluște (planșa XVII, fig. 7).

Cea mai completă deschidere se află la Boiu Mare, pe Tabla Ogrăzii. De jos în sus această deschidere cuprinde : 5—6 m calcarenite dure, cenușiu-alb-ruginii, cu largă variabilitate texturală și cu intercalații lumașelice — o continuare litologică a calcarelor priaboniene ; marnocalcare moi, șistoase, cenușiu-albăstrii, cu exfolieri superficiale pe suprafețele expuse și cu numeroase cochilii recuperabile de moluște ; marne fin nisipoase, cafeniu-deschise, cu grad avansat de friabilitate la partea superioară, cu cruste maronii limonitice. Ultimii termeni fac trecerea litologică către baza stratelor de Ileanda Mare.

Din conținutul fosilifer bogat am reprodus în planșele X și XI : *Angulus benedeni nysti* (Desh.), *Crassostrea cyathula* (Lk.), *Cardium transsylvanicum* Hofmann, *Polymesoda convexa vapincana* (d'Orb.), *Chlamys subtripartitus* d'Arch., *Cordiopsis incrassata* (Sow.), *Callista villanovae* (Desh.), *Pinna margaritacea* Lk. ; *Ampullinopsis crassatinus* (Lk.), *Crommium angustatus* (Grateloup), *Potamides scalaroides* Desh., *Tympanotonos diaboli* (Brongn.), *Babylonia caronis* (Brongn.), *Chondrocerithium intradentatum* (Desh.), *Tympanotonos labyrinthum labyrinthum* (Nyst), *Pirenella plicata monilifera* (Desh.), *Turritella planispira* Nyst, *Turritella imbricataria* Lk., *Turritella granulosa* Desh. ; *Scutella subtrigona* Koch.

Din stratele de Ciocmani am determinat pe *Nummulites budensis* (Hantken) colectat chiar la Ciocmani de colegul G. Popescu.

Institutul Geologic al României

Cu acest conținut paleontologic stratele de Ciocmani își păstrează datarea și echivalențele fixate de H o f m a n n în urmă cu nouă decenii.

O zonă de aflorimente ale acestor strate se întîlnește între valea Vălenilor și valea Rohia, în dealul Lupului, dealul Comarnicului și dealul Rohiei. În restul regiunii, pe linia localităților Boiu Mare, Românești, Selnița și Peteritea, formațiunea este deschisă numai pe văile principale; pe interfluvii ea este acoperită ingresiv de stratele de Valea Lăpușului.

Stratele de Ileanda Mare. Aceste strate poartă numele prescurtat al unei formațiuni remarcată de geologii pionieri ai bazinului Transilvaniei datorită caracterelor sale litofaciale deosebite.

H a u e r și S t a c h e (1863) făceau deja distincție, în cuprinsul stratelor de Ileanda Mare, între „die Kalkmergelschiefer" cu cardiide și „*Meletta crenata* Schichten". H o f m a n n (1887) deosebea un așa numit „weise Mergel" în baza șisturilor cu pești de Ileanda, iar K o c h (1894) a descris, sub orizontul de argile șistoase, micacee, cu oxizi și sulfuri, un orizont de marne calcaroase, în plăci, cenușiu-gălbui.

În anul 1957 D u m i t r e s c u a dat acestor marnocalcare numele de strate de Bizușa.

O r i z o n t u l s t r a t e l o r d e B i z u ș a este constituit din marnocalcare relativ dure, cu frecvente zone concentrice de difuziune ferică. Culoarea rocii proaspete este cenușie, slab gălbuie, iar în stratele alterate gălbui-ruginie. În unele zone roca este poroasă. Stratele măsoară 0,5—1 m grosime. Prin lovire roca se desface în fragmente concoidale și degaje un miros bituminos.

Conținutul paleontologic (planșa XII, fig. 8, 9) cuprinde în bază mulaje de ostracode, cardiacee (*Cardium* cf. *C. lipoldi* R o l l e), resturi de pești, microforaminifere etc.

Orizontul măsoară obișnuit 10—15 m, în mod excepțional 20 m în împrejurimile satului Poiana Porcului unde, de altfel, se găsesc cele mai bune deschideri (dealurile Rîpa și Comarnicul).

Bolta anticlinală Secătura — Dolheni scoate la zi orizontul pe văile Lunca, Secătura și Bulbucul, confluente ale Someșului în împrejurimile satului Ileanda.

Orizontul de Bizușa realizează trecerea litologică între formațiunea marină, tipic epicontinentală, de Ciocmani, și aceea lagunară de Ileanda.

O r i z o n t u l s t r a t e l o r d e I l e a n d a urmează în continuitate de sedimentare. El reprezintă faciesul disodilic al Rupelianului, larg răspîndit în domeniul carpatic, și cuprinde predominant șisturi argiloase papiracee, fin micacee, bituminoase, sulfuroase, cu eflorescențe carbo-

Institutul Geologic al României

natice și cristale de gips dispuse în rozete. El marchează un episod de tip euxinic, expirant, de supraconcentrație, abiogen, lagunar, în care materialul inițial pare a fi fost un nămol sulfuros.

La partea superioară a suitei argilitice devin din ce în ce mai frecvente și mai groase (0,25—0,75—1 m) intercalații cuarțitice cu avansat grad de sortare, albe, kliwoide, cu zone concentrice de difuziune ferică. Ceva mai rar se întîlnesc concrețiuni ankeritice și pirită sedimentară, glomerulară.

Cele mai bune deschideri se întîlnesc pe valea Drahotii, la vest de Ileanda Mare, și în zona Dolheni—Ileanda Mică (Măleni) unde formațiunea atinge grosimea de 30—35 m, excepțional 40 m.

Între rarele resturi fosile predomină pești : *Alosa*, *Scorpaena*, *Sygnathus*, *Clupea*, *Serranus* etc. (planșa XII, fig. 1—7).

Argilele de Ileanda reprezintă un sediment de apă puțin adîncă, cu circulație slabă și puțin oxigenată, și cu o faună profund dezechilibrată.

După ce prin stratele de Mera Oligocenul Transilvaniei debutează cu un facies mediteranean, el evoluează ulterior cu afinități subseptentrionale.

Corespondentul litofacial și biofacial al stratelor de Ileanda Mare pare a fi argila de Boom, termenul cel mai important și distinct al formațiunii de Rupel (Rupelton, Septarienton = Rupelian; = Stampian *str. sensu)* din Oligocenul mediu belgian (Batjes, 1958). Această argilă reprezintă Oligocenul nord-european, din Țările de Jos pînă la Carpați și mai departe pînă în Caucaz. Pentru comparație rezumăm conținutul Rupelianului la locul tip : alternanță mai mult sau mai puțin regulată de argile plastice negre, cenușiu-închise sau brune, cu interstrate de nisip centimetrice, cu septarii caracteristice, moluște și foraminifere rare, pirită, gips.

i) Stratele de trecere de la Paleogen la Neogen : stratele de Valea Lăpușului

Episodul rupelian laguno-euxinic al stratelor de Ileanda Mare este acoperit, în continuitate de sedimentare, de stratele de Valea Lăpușului. Aceasta suportă, la rîndul lor, formațiunea molasică helvețiană de Hida (vezi planșa XIX și planșa XX).

Stratele de Valea Lăpușului din Transilvania de nord reprezintă o formațiune cu funcție stratigrafică aproximativ similară stratelor de Cornu din Muntenia. Dacă ultimele au caracter evaporitic din punct de

Institutul Geologic al României

vedere litofacial și rezidual din punct de vedere biofacial, primele sînt în schimb net marine cel puțin în faciesul lor marnos.

Stratele de Valea Lăpușului au, în regiunea cercetată, două caractere stratigrafice deosebite:

1. Caracter ingresiv la sud de horstul Preluca, între localitățile Boiu și Vlădeni, caracter deja remarcat și consemnat cartografic de către H o f m a n (1887).

2. De la sud-vest (regiunea Cluj) către nord-est (regiunea Lăpuș), deci dintr-o zonă foarte epicontinentală în direcția fosei Maramureșului, formațiunea își pierde din aproape în aproape diferențierea devenind din ce în ce mai uniformă din punct de vedere litologic și mai cuprinzătoare din punct de vedere cronologic (tabelul 1).

Datele fundamentale asupra ei aparțin geologilor H o f m a n n (1879—1887) și K o c h (1894—1900). Primul a deosebit cele trei faciesuri ale acestui volum de strate numit „Aquitanische Schichten" (H o f m a n n, 1881, 1887) și anume: 1. „Flachsee oder Sandstein Facies"; „Sandstein Facies der seichten See"; 2. „Thonige Tiefseefacies"; 3. „Ubergangs Region". Recent aceste faciesuri au căpătat nume locale — respectiv: (1) stratele de Buzaș (D u m i t r e s c u, 1957); (2) faciesul de Vima al stratelor de Buzaș și (3) faciesul de Baba al stratelor de Buzaș (L ă z ă r e s c u, 1966). D u m i t r e s c u și L ă z ă r e s c u au făcut aceste asimilări în ideea unui sincronism al formațiunii cu suite de strate oligomiocene din regiunea Cluj și anume stratele de Cetate, Jimbor, Sînmihai și Coruș.

H o f m a n n și K o c h au avut în vedere și alte două posibilități: înglobarea stratelor de Coruș, ca și a stratelor de Chechiș, la partea superioară a așa numitelor „Aquitanische Schichten", sau cuprinderea lor litofacială în baza termenului următor, respectiv stratele de Hida (adopțiunea R u s u și P o p e s c u, 1965).

Pe de o parte H o f m a n n (1887) considera „Aquitanische Schichten" ca aparținînd Oligocenului superior, fiind echivalente cu stratele de Cetate și de Jimbor din regiunea Cluj (stratele de Sînmihai împreună cu cele de Coruș erau atribuite Neogenului); pe de altă parte „Aquitanische Schichten" includeau, în harta autorului din anul 1891 și în secțiunea 3-a a planșei VII (vol. I) din lucrarea lui K o c h, corespondenții litologici mai mult sau mai puțin heteropici ai stratelor de Coruș și ai stratelor de Chechiș, adică baza Neogenului.

Bazat pe observații aparținînd lui H o f m a n n, K o c h (1894, p. 384) explica acest fapt arătînd că la sud de masivul Preluca, în perimetrul Vima — Poiana Porcului, faciesul argilos central („thonige Tief-

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Corelarea formațiunilor de la limita Paleogen-Neogen în Transilvania de nord

	Ticu (Hofmann) (și Koch)	Tihău (Răileanu și Saulea)	Buzaș (Dumitrescu)	Vima-Rogoz (Bombiță)	Salva-Coșbuc-Telciu (Pătruț)
Badenian (Tortonian l.s., non Tortona)	(Tuf de Dej)	(Tuf de Dej)	(Tuf de Dej)	(Tuf de Dej)	(Tuf cu globigerine)
Helvețian (Helvețian str.s. + Carpatian)	Hida	Hida	Hida	Hida	
Burdigalian (Eggenburgian)	Chechiș	Chechiș	Chechiș		*Salva*
	Coruș	Coruș	*Buzaș*	*Valea Lăpușului*	
Aquitanian — Egerian	Sînmihai	*Valea Almașului*			
Chattian	Jimbor				
	Cetate (= Ticu super.)				
Rupelian	Ticu	Ileanda (= Ticu)	Ileanda	Ileanda (= Valea Carelor)	Valea Carelor
		Epicontinental (Bazin)		Marginal	Fosă

Institutul Geologic al României

seefacies") ocupă întregul interval dintre stratele de Ileanda Mare în culcuș și conglomeratele de Hida în coperiș : „... von unten angefangen, nahe über dem Ileanda Fischschuppen—Schiefer, bis hinauf zu der hangenden losen Conglomerat und Sandstein Schichten von Hida".

În anul 1965 am numit acest pachet stratele de Valea Lăpușului, nume de formațiune, de entitate litostratigrafică-cartografică. Stratele de Valea Lăpușului sînt mai cuprinzătoare decît stratele de Buzaș (D u m i t r e s c u, 1957) și decît sinonimele heteropice ale acestora (faciesurile de Baba și de Vima — L ă z ă r e s c u, 1966), dar, în același timp, mai puțin comprehensive decît stratele de Salva (P ă t r u ț, 1952). După descrierea lui P ă t r u ț aceastea ultime reprezintă o suită oligo-miocenă și mai cuprinzătoare, fiindcă includ și stratele de Hida, într-un pachet litologic gros și uniform traversat de valea Sălăuței (tab. 1). Observația aparține lui K o c h (1900).

Raporturile stratigrafice ale stratelor de Valea Lăpușului pot fi însă și altfel interpretate : prin caracterul discordant al stratelor de Hida cu depășirea și, eventual, îndepărtarea stratelor burdigaliene (D u m i t r e s c u și M a r i n e s c u, 1965). Această posibilitate fusese întrevăzută de H o f m a n n (1887). În urma studiului faunei de moluște, acest autor considera că vîrsta formațiunii „Aquitanische Schichten" nu este mai nouă decît chattiană și că ea ar putea suporta discordant stratele de Hida. Ulterior M a j z o n a făcut considerații micropaleontologice în spiritul acestei păreri.

După observațiile noastre, în bazinul Lăpușului, exceptînd ingresiunea stratelor de Valea Lăpușului, nici un termen terțiar dintre Biarritzian și Tortonianul superior nu are caracter transgresiv. Pe de altă parte, așa cum vom arăta mai jos, conținutul micropaleontologic nu înregistrează presupusa lacună.

În ceea ce privește vîrsta faciesului detritic-grosier al acestor strate din regiunea bazinului superior al rîului Lăpuș, asimilarea lui la prea larga noțiune „grès carpathique" a fost menținută pînă la K o c h inclusiv. Acest autor, bazat pe observațiile lui P r i m i c s (1886), a presupus pentru respectivul „Karpathensandstein" o vîrstă comprehensivă eocen-neogenă. Mai tîrziu B ö h m - B e m a considerat aceste depozite identice cu stratele de Krosno. Vîrsta acestora ultime este controversată : B i e d a (1947) le atribuia Eocenului cel mai superior după faunele de numuliți; M a s l a k o v a (1955) considera, după microfaună, că sedimentarea lor a continuat pînă în Miocenul mediu. Recent B i e d a (1963b) a admis vîrsta oligocen-inferioară pentru orizontul bazal al stratelor de Krosno.

Institutul Geologic al României

La nord de localitatea Lăpuș, unde stratele de valea Lăpușului sînt acoperite tectonic de pînza-solz a Lăpușului, sau în fosa Maramureșului, unde stratele corespondente (gresia de Borșa) nu mai au acoperiș în continuitate de sedimentare, problema conținutului lor geocronologic nu se mai poate pune.

Litologie și stratonomie. În regiunea cursului mijlociu și superior al rîului Lăpuș stratele de Valea Lăpușului îmbracă trei faciesuri: un facies marnos în culoarul morfologic dintre horstul Preluca și dealul Vimii; un facies intermediar de la precedentul către stratele de gresii masive de Buzaș din regiunea de la sud de rîul Someș, în depresiunea Transilvaniei; și un facies considerat de fliș (D u m i t r e s c u, 1957) la nord de paralela satului Lăpuș. Noi considerăm acest ultim facies ca evoluînd de la precedentele către formațiunea de Borșa din depresiunea Maramureșului.

În f a c i e s u l m a r n o s de pe flancul nordic al sinclinalului Vimei, între Vima Mare și Rohia, stratele de Valea Lăpușului reprezintă pelite cenușii, cu nuanțe gălbui-beige sau albăstrii, pe alocuri fin nisipoase, compacte. În stare uscată devin cenușiu-deschise cu exudații de pulberi fine, albe. Prin alterare devin gălbui-ruginii, cu cruste de oxizi. Pe alocuri, distribuite neregulat, aflorează marno-nisipuri micacee, așchioase, cu spărtură concoidă. În zonele de avansare ingresivă a formațiunii predomină marno-gresiile albăstrii cu nisipuri și pietrișuri fine în bază, acoperind suprafața de transgresiune, care prezintă frecvent cruste de hidroxizi de fier.

Între caracterele stratonomice specifice menționăm: litificația concentrică, cu tendință concreționară, sau desfacerea marnelor în așchii lungi, muchiate; concrețiuni de tipul septariilor, nodulare, cu înveliș limonitic și sîmbure sideritic sau ankeritic (ca în stratele de Pucioasa din flișul paleogen extern al Carpaților Orientali); dendrite manganifere, concrețiuni de pirită și marcasită, marno-argile cenușii cu microfaună uneori vizibilă megascopic; accidente silicioase stratiforme, cu structură fină și culoare gălbui-portocalie datorită oxizilor de fier dispersi; intercalații marno-calcaroase, laminate și fisurate, de tipul șisturilor de Jaslo ale stratelor de Krosno din Carpații polonezi; rare intercalații de gresii subțiri (3—5 cm), cu mecanoglife de eroziune, indicînd direcții de transport dominante vest-est, sau mecanoglife de tasare diferențiată.

Strate de gresie, de pînă la 0,5 m grosime, se întîlnesc rar dar nu lipsesc, uneori repetîndu-se la intervale de 10—25 m către baza formațiunii. În acest caz aspectul vag șistos-curbicortical este asociat cu texturi de tipul „cross-bedding".

Institutul Geologic al României

Grosimea pachetului marnos variază între 250 și 300 m.

În teren zona de aflorare a faciesului marnos marchează un culoar depresiv din care se ridică, spre sud, peretele masiv al stratelor de Hida. Duritatea scăzută și caracterul impermeabil al intercalațiilor argiloase determină frecvente alunecări ale versanților, cu îmbătrînirea prematură a văilor.

F a c i e s u l i n t e r m e d i a r pătrunde în regiunea noastră numai într-o mică arie la nord de rîul Someș, încadrată de satele Curtuiuș, Ileanda și Dolheni. Aici stratele de marne conțin intercalații cu frecvență egală de gresii nesortate, uneori chiar grosiere, cu grosime variabilă. La Ileanda, în dealurile Ciuha și Dumbrava, predomină stratele metrice de gresie, cu zone microconglomeratice dispuse neordonat, formînd escarpamente mutonate cu relief trovantiform, ca în regiunea de dezvoltare a stratelor de Buzaș de la sud de Someș.

La nord de linia localităților Tg. Lăpuș—Dămăcușeni—Rogoz—Suciu această formațiune schimbă faciesul, fiind reprezentată de o s u i t ă p a r a r i t m i c ă foarte apropiată de gresia de Borșa din Maramureș. În regiunea noastră acest facies al stratelor de Valea Lăpușului acoperă ingresiv și maschează zona de bordură. Numai în partea de est a pînzei-solz a Lăpușului, într-un sector al fosei, el se găsește în continuitate de sedimentare, deasupra stratelor de Valea Carelor.

Este greu de delimitat aria marginală a flișului transcarpatic, ținînd seamă de caracterele stratonomice și litologice ale stratelor de Valea Lăpușului. Uniformizarea facială, instalată înainte de începutul Oligocenului, devine mai pregnantă la limita superioară a acestei suite. Depresiunea flișului maramureșan ajunge într-un stadiu avansat de umplere. Procesul de colmatare terigenă, preludiu al inversiunii, apropie fosa de fază continentalizării.

Perioadele active ale sedimentării sînt reprezentate prin gresii în strate de grosime diferită; cele pasive prin șisturi reziduale și azoice. Afinitățile faciale cu suita de Tarcău — Fusaru sînt frapante: același slab contrast al caracterelor litologice între diferitele secțiuni ale formațiunilor. De aceea, deși grosimea aproximativă a suitei variază între 600 și 800 m, nu am putut stabili orizonturi în cuprinsul său.

În sectorul sudic caracterele sedimentare pot fi examinate în deschiderile escarpate de la Rogoz; pentru sectorul nordic pe văile Iezuina, Valea Lungă, Sibila, Valea Paltinului, Ciormolina, Sălătrucoasa, Ursoaia, Secăturii, Zîmbrița, Izvorul Coșului, Izvorul Bîrlogului și Valea Frasinilor.

Pe valea Iezuina și pe Izvorul Bîrlogului formațiunea începe cu brecii și conglomerate bazale poligene (Cristalin, Jurasic, Senonian superior,

Institutul Geologic al României

Eocen) (planșa XIV, fig. 5; planșa XVI, fig. 3, 4), fără stratificație și slab cimentate, cu aspect haotic, cu matrice pelitică cenușiu-verzuie sau cu o masă de legătură psamitică. Sînt frecvente pungile cu nisip și mai rare intercalațiile de grezo-marne cu stratificație veritabilă. În general interstratele lipsesc.

În regiunea de la nord de satul Ungureni, datorită prezenței fundamentului aproape de suprafață, se remarcă zone de megaconglomerate, conglomerate și brecii de faleză cu blocuri de Jurasic și Cristalin cu volume pînă la 20 m^3. Grosimea acestor nivele psefitice, plasate de obicei deasupra unui relief mixt cristalin-senonian-eocen, este variabilă, în general redusă la 7 m, rareori depășind 10 m.

Restul grosimii este ocupată de o succesiune pararitmică de gresii, de obicei negradate, și marne fin nisipoase sau marno-argile cu laminație paralelă. Procentul marnelor scade sensibil la nord de paralela satului Lăpuș. În pînza-solz a Lăpușului interstratele pelitice sînt foarte subțiri, sau lipsesc, fiind înlocuite prin diasteme.

Gresiile sînt cenușiu-albe cu slabă tentă albăstruie în stare proaspătă, grosiere și masive (1—3 m pe valea Ciormalina). Zonele cu material psamitic heteroclit, fără sau cu slabă gradație, sînt distribuite neregulat. Gradația slabă este exprimată printr-o față netedă în baza stratului, șistozitate în laminele superioare și monotonie texturală în restul grosimii lui.

Stratele subțiri au un vag aspect șistos-laminat, curbicortical, pe cea mai mare parte a grosimii lor (fundul văii Roaia). Sînt slab micafere cu lamelele dispuse oblic sau transversal față de planul de stratificație (la satul Rogoz).

În masa gresiilor se întîlnesc frecvent noduli silicioși de tip chert, acumulări locale de cărbuni sau șisturi cărbunoase (roci al căror mod de dezvoltare nu corespunde cu stratonomia unui fliș veritabil) și blocuri de marne cafenii remaniate intraformațional.

Cele mai multe dintre hieroglife sînt mecanice: urme de eroziune și dragaj. Între primele se întîlnesc uneori forme de dimensiune metrică.

Suprafețele expuse se alterează repede datorită slabei cimentări, fenomen de altfel general în rocile oligocene. Majoritatea suprafețelor de afloriment capătă aspect ruiniform, datorită decimentării și limonitizării. Adesea izvoarele care traversează zone de gresii alterate devin ferugionase.

Gresiile alternează cu siltite și pelite cu caractere destul de deosebite de echivalentele lor din flișurile propriu-zise. Nivelele intercalare reprezintă marne și argile fine, ca atare sau combinate în termeni micști, fin micaferi. Pe alocuri se observă texturi de tipul „slumping" și laminație convolută.

Institutul Geologic al României

Există o oarecare variabilitate litologică și în cadrul termenilor aleuritici-pelitici în sensul că în partea sudică a regiunii avem a face cu marne și marno-argile cu stratonomie comună, colorate cenușiu-închis, cu spărtură în așchii, cu eflorescențe albe-pulverulente și cu laminație de curent; spre nord și în cuprinsul pînzei-solz a Lăpușului aceste roci prezintă textură disodilică și caractere faciale ce sugerează depunerea într-un mediu stagnant: șisturi marno-argiloase de culoare închisă cu laminație fină paralelă, papiracee; dure și ușor casante, în strate centimetrice, cu filme de materie organică bituminizată și cu eflorescențe.

Intercalațiile de gresii fin granulare și marnocalcare silicioase sînt subțiri și, obișnuit, de culori închise.

Vîrsta stratelor de Vaiea Lăpușului. Limita Oligocen-Miocen rămîne încă controversată, pe de o parte, pentru că implică unele neconcordanțe biostratigrafice, iar pe de altă parte întrucît este legată de două încă neclarificate chestiuni de stratigrafie: echivalența Chattianului cu Aquitanianul și atribuirea Aquitanianului la Oligocenul superior sau la Miocenul inferior.

În ceea ce privește raporturile dintre Chattian și Aquitanian se pare că nodul problemei a constat în aceea că regiunile tip ale celor două etaje aparțin la domenii paleogeografice deosebite, cu specificități faunistice marcante. D r o o g e r (1964) a găsit echivalentul septentrional al Aquitanianului ca și pe cel mezogean al Chattianului demonstrînd astfel superpoziția celor două etaje în opoziție cu juxtapunerea lor imaginată de S e n e s (1964) și de alți autori.

Asupra apartenenței Aquitanianului, argumentele de prioritate sînt neconcludente. Criteriul microbiostratigrafic, luat în considerare pentru stratotipul din Bordelais al etajului (cel recomandat de Comitetul Neogenului mediteranean, la Viena, în anul 1959), conduce către un Aquitanian miocen din punct de vedere al semnificației faunelor marine. Numai sub forma sa continentală Aquitanianul pare a păstra caractere oligocene.

În 1967, la Bologna, un grup de cercetători ceho-austro-maghiar și-a anunțat preocuparea de a împărți sistemul Miocen al domeniului para-Tethys în cinci etaje (Eggenburgian, Otnangian, Karpatian, Badenian și Sarmațian) cu alte două etaje de trecere spre sistemele adiacente (Egerianul spre Oligocen, Pannonianul către Cuaternar). C i c h a și S e n e s (1968) au elaborat o nouă schemă stratigrafică aplicabilă, din considerații paleogeografice, și la împărțirea Miocenului din țara noastră.

Noile unități geocronologice și sinonimele lor vechi pentru etajele de limită Oligocen—Miocen sînt: Egerian (Chattian + Aquitanian), Eggen-

Institutul Geologic al României

burgian (Burdigalian), Ottnangian (Burdigalian pro parte + Helvețian *stricto sensu*), Karpatian („Helvețian" exclusiv Helvețianul de la Imihübel), Badenian (Tortonian *largo sensu*).

Macroforaminifere. Faciesul detritic, septentrional, al stratelor de Valea Lăpușului conține pe alocuri macroforaminifere cretacice și eocene remaniate, în galeți sau detașate.

Un punct fosilifer relativ bogat în foraminifere mari eocene, exclusiv forme megasferice, se găsește la confluența pîrîului Iezuina cu valea Lăpușului și conține o asociație mixtă din Eocenul mediu și superior cu: *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. semicostatus* Kaufm., *N. striatus* Brug., *Assilina exponens* Sow., *Operculina alpina* Douv., *N. fabianii* Prever și *N. chavannesi* De la Harpe.

Puțin în amonte pe același pîrîu, pe rama unei mici ferestre de eroziune, nivelele bazale ale stratelor de Valea Lăpușului remaniază blocuri de microconglomerate cu orbitoizi.

Pe valea Paltinului am recoltat *N. millecaput* Boubée, *N. chavannesi* De la Harpe, *Discocyclina scalaris* (Schlumb.).

Pe valea Strîmbului, puțin amonte de confluența cu valea Sibila, am colectat exemplare de *N. incrassatus* De la Harpe și *N. perforatus* (Montf.), asociate cu forme megasferice de *N. striatus* Brug., *N. fabianii* Prever, *N. budensis* Hantk., *N. chavannesi* De la Harpe. Colegul Edelstein mi-a remis pentru studiu cîteva exemplare de *N. chavannesi* De la Harpe colectate pe un afluent al văii Romanilor (Baia Mare), din roci de tip Valea Lăpușului (Borșa-Krosno) deschise în aflorimente-ochiuri sub placa de roci eruptive.

Adăugăm că și gresia de Borșa, formațiune omoloagă din Maramureșul propriu-zis, are același conținut paleontologic remaniat (uneori acumulat, prin sortare, în nivele reper ca bancul lui Schréter) ceea ce a determinat pe Patrulius et al. (1960) să o atribuie Eocenului.

Deși frecvente, foraminiferele mari remaniate nu pot avea, în acest caz, decît o semnificație: stratele de Valea Lăpușului și sinonimele lor, gresia de Borșa și stratele de Krosno, s-au depus ulterior Priabonianului. De altfel remanierea masivă a foraminiferelor mari cretacice și eocene în Oligocen, la limita Paleogen-Neogen și în cadrul etajelor bazale, transgresive, ale Neogenului, începe să devină pentru noi, atît în depresiunile intern- cît și în cele extern-carpatice, un indicator, dacă nu chiar o regulă, a sedimentării molasice.

Microforaminifere. Dintre cele trei faciesuri pe care le îmbracă stratele de Valea Lăpușului, faciesul marnos este cel mai bogat în microfosile și cel mai indicat pentru recuperarea lor. Echivalenții de-

Institutul Geologic al României

tritici, de trecere la gresia de Buzaș din bazinul Transilvaniei și la gresia de Borșa din Maramureș, sînt mult mai săraci în conținut micropaleontologic.

Reamintim că faciesul marnos al stratelor de Valea Lăpușului se dispune, la sud de Preluca, pe o formațiune lagunară practic azoică (stratele de Ileanda Mare), pentru care am încercat mai sus o corelare, prin analogie facială, cu Rupelianul tip. În același timp el suportă stratele de Hida ale căror nivele inferioare au fost datate Helvețian după un microfosil de zonă : *Globorotalia mayeri*.

Valea Imoasei deschide cea mai bună secțiune inferioară a marnelor de Valea Lăpușului. Între butoniera de argile foliacee de Ileanda, din regiunea mijlocie a văii Imoasa și rambleul drumului care duce la Vima Mare aflorimentele sînt continue. Pentru eșantionarea treimii superioare a formațiunii și a bazei stratelor de Hida am ales văile Bonii (la Vima) și Dritei (la Peteritea) cu aflorimente de-a lungul cursurilor lor superioare.

Baza formațiunii cuprinde, imediat deasupra ultimelor nivele cu disodile, numeroase Lagenide, Cibicidide și Eponidide asociate cu frecvente arenacee. În acest nivel este prezent genul *Almaena* (*Almaena* cf. *A. hyeroglifica* S i g a l) alături de *Anomalina costata* (H a n t k.), *Cyclammina acutidorsata* (H a n t k.), *Cyclammina praecancellata* V o l o s h., *Cribrononion dollfusi* (C u s h m.), *Uvigerina farinosa* H a n t k.

Asociația cu *Almaena* este foarte importantă, prin semnificația ei de vîrstă miocenă, pentru primele nivele bazale ale suitei marnoase. În bazinul Aquitaniei această asociație se plasează imediat deasupra limite Paleogen—Neogen (S i g a l, 1949 ; 1950).

De altfel întregul ansamblu al microfaunei conținute de primii 70 m ai formațiunii (asociația cu *Almaena*, *Globoquadrina*, *Globigerinoides* etc.) se plasează în unitatea biostratigrafică de extremă bază a Miocenului, avînd elemente comune cu Egerianul superior din domeniul para-Tethys (C i c h a și S e n e s, 1968).

După o întrerupere de observație de aproximativ 40 m grosime stratigrafică, evoluția faunei continuă cu o asociație cu pteropode (G h e o r g h i a n, I v a, G h e o r g h i a n, 1967 ; I s t o c e s c u, 1964) și foraminifere bentonice calcaroase din Burdigalian (Eggenburgian) : *Spirialis andrussovi tschokrakensis* Z h i z h c. ; *Rhabdammina abyssorum* S a r s ; *Robulus simplex* d'O r b., *Sigmoilina tenuis* (C z j z e k), *Globigerina* cf. *G. conncina* R e u s s, *Globigerinoides trilobus* (R e u s s), *Globoquadrina dehiscens* C h a p m a n, P a r și C o l l i n s.

Secțiunea superioară a stratelor de Valea Lăpușului se plasează în partea superioară a Burdigalianului. Ea reprezintă un corespondent al

Institutul Geologic al României

orizontului marnelor de Chechiș din regiunea văii Almașului, deși față de acestea stratele noastre marchează o mult mai redusă variabilitate a microconținutului, interpretabilă ca un efect paleoecologic.

Caracterul sedimentării se schimbă radical în baza stratelor de Hida, foraminiferele aglutinante devin net predominante, iar cele calcaroase bentonice devin rarisime. Între foraminiferele planctonice *Globorotalia mayeri* Cushman și Ellisor este un indicator al Helveținului strictosensu (Ottnangian) (Gheorghian, Iva, Gheorhian, sub tipar).

j) Miocen inferior

Stratele de Hida. Stratele de Hida sînt larg dezvoltate în sinclinalul Vima și mai departe, spre vest, pe creasta Vima—Alunișul. Acoperișul formațiunii se găsește în afara regiunii noastre.

Baza ei este constituită de conglomerate polimictice, fără stratificație și cu grad avansat de rulare a elementelor. Materialul psefitic reprezintă cristalin mezozonal, Jurasic pienin, Cretacic în facies Jarmuta și Eocen epicontinental (pl. XIII, fig. 7—9; XVI, fig. 5—6).

Prezența excepțională a unor fragmente de gresii cuarțitice roz sau violacee și calcare spatice de aceeași culoare ar putea reprezenta vestigii ale fundamentului prejurasic.

Raportul elemente / ciment înregistrează valori mari (de ortoconglomerate). Liantul este obișnuit nisipos-slab marnos, adeziunea fiind asigurată, într-o oarecare măsură, și de litostază.

Grosimea acestui conglomerat bazal variază larg între 1—25 m, ca de altfel și diametrul centrimetric-submetric al elementelor. Caracterul său heterometric și heterogen poate fi examinat în deschiderile bune din dealul Vimii. Aici imbricațiile galeților, deși rare, nu lipsesc. Curba granulometrică înregistrează o cădere bruscă la partea superioară a conglomeratului unde se instalează, în continuare, succesiunea de gresii și marne a celei mai caracteristice molase transilvane. Pentru teritoriul Transilvaniei introducerea termenului „molasse" aparține lui Boué (1833).

Există o largă variabilitate litologică în plan și pe verticală a componenților secțiunii psamito-pelitice. În general este vorba de o alternanță pararitmică de gresii calcaroase-marnoase, cu grad slab de cimentare, deci ușor dezagregabile, cu marne fin nisipoase de culoare deschisă, pudrate de săruri exudate.

Stratele de gresie conțin zone grosiere concreționare (cu nucleul reprezentat uneori de resturi fosile) care fac relief trovantiform sau cornișe

Institutul Geologic al României

grezo-limonitice. Sînt frecvente urmele de eroziune submersă, de dragaj sau de tasare diferențiată.

Intercalațiile lenticulare reduse de cărbuni sau de materie organică incarbonizată reprezintă, ca și în stratele de Valea Lăpușului, un indicator prețios al condițiilor de sedimentare.

Între gresii și marne abundă termeni micști, marno-gresii cu lamine paralele vizibile prin deosebiri de culoare : cenușii, albăstrii, brune, ruginii.

Fragmente de marne cafenii, parțial hidrooxidate, remaniate intraformațional, zone cu stratificație încrucișată sau convolută, slumpinguri sinsedimentare, discordanțe locale, concrețiuni grezo-limonitice, completează aspectele generale strato-faciale ale formațiunii de Hida.

Toate aflorimentele vechi, indiferent de orizontul deschis, au căpătat aspect caracteristic ruiniform : perdele de nisipuri și pietrișuri acoperă pantele perisinclinalului Vima la localitățile Văleni, Rohia, Boereni și Suciu.

La Suciu de Jos, într-un nivel de conglomerate imbricate, am putut măsura, informativ, direcția axelor lungi ale galeților. Orientarea acestora pare a fi aici de la vest la est. În legătură cu direcția de aport terigen, amintim părerea lui H o f m a n n (1887) după care stratele de Hida s-au depus pe seama formațiunilor cristalofiliene și jurasice de la nord și nord-est. Faptul a fost confirmat prin măsurători ale orientării axelor galeților făcute de L ă z ă r e s c u (1966) la Măgoaja.

Stratele de Hida reprezintă un sediment regresiv de tip paralic, de întrepătrundere a mediilor marin și continental. În cuprinsul lor sînt întrunite episoade aluviale, lagunare, marin-litorale și subneritice. Ansamblul sedimentar trădează condiții de deltă sau de estuar, cu influxuri de apă marină diluată, mai mult sau mai puțin tolerantă din punct de vedere biogen.

Puținele resturi fosile colecționate din aceste strate cuprind : rare exemplare megasferice de *Nummulites perforatus* (M o n t f.) și *N. striatus* B r u g., rezultate din dezagregarea conglomeratelor sau din exfolierea galeților de calcare eocene resedimentate ; un molar 1, superior stîng, de *Indricotherium* sp. remaniat din Oligocen (planșa XII, fig. 10, col. M. G h e o r g h i a n).

Conținutul și vîrsta formațiunii de Hida a variat în limite strînse : împreună cu marnele de Chechiș („Foraminiferentegel") ele au fost atribuite de către H o f m a n n (1879) Aquitanianului (Oligocen superior) în baza primelor analize micropaleontologice făcute de S t ü r z e n b a u m (fide K o c h, 1900). Ulterior, reconsiderarea de vîrstă a fost impusă de datarea burdigaliană a stratelor de Coruș : stratele de Hida (inclusiv

Institutul Geologic al României

Chechiș) au fost plasate la partea superioară a Mediteranianului inferior (Aquitanian — Burdigalian în schema lui K o c h, 1900). Analizele micropalentologice făcute de N. Ș u r a r u (1952) au precizat vîrsta helvețiană a stratelor de Hida *stricto sensu* (marnele de Chechiș fiind atașate Burdigalianului superior).

Un studiu recent asupra foraminiferelor aglutinante (G h e o r g h i a n, I v a, G h e o r g h i a n, sub tipar) semnalează, la partea inferioară a stratelor de Hida, o asociație bogată de foraminifere între care reprezentantul caracteristic de zonă pentru Helvețian : *Globorotalia mayeri* C u s h m a n și E l l i s o r ; în secțiunea superioară a stratelor se dezvoltă o foarte variată faună de foraminifere aglutinante cu *Alveophragmium venezuelanum* M a y n c și alte specii persistente.

Depunerea molasei de Hida reprezintă efectul sedimentar principal în Transilvania de nord al fazei orogenice stirice (exondare și denudare). În termeni de tectonică sedimentară, ea respectă un criteriu obligatoriu pentru molase : este sindiastrofică — dealtfel ca și omoloagele sale din fosa precarpatică.

2. Al patrulea ciclu de sedimentare : Miocen superior-Pliocen (molasa post-pînză)

a) Tortonian superior

În regiunea noastră Tortonianul are caracter transgresiv, în facies marginal-calcaros, și corespunde numai orizonturilor superioare ale suitei tortoniene complete din Maramureșul central (N ă s t ă s e a n u, 1965). Grosimea subetajului este de numai 10—20 m.

El formează o coroană de deschideri în partea de nord a regiunii, pe suprafețe limitate, acolo unde placa andezitelor pannoniene a fost decupată de afluenții cei mai superiori ai rîului Lăpuș. Dealul Buții, fundul văii Sibilei și valea Paltinului sînt principalele puncte de aflorare.

Tortonianul superior a transgresat peste un relief cretacic-paleogen și, împreună cu Sarmațianul, a suportat ulterior transgresiunea Pannonianului. De aceea presupunem că sub acoperirea rocilor eruptive el s-a păstrat numai sub formă de petice izolate.

Rocile alcătuitoare sînt gresii moi cenușiu-deschise, slab calcaroase, gresii albe silicioase, moi și fără stratificație, cu alterație gălbuie ; calcare de aceeași culoare, fin grezoase și organogene ; la partea superioară marne cenușiu-închise, fin micacee cu laminație paralelă, sau șisturi argiloase cafenii cu impresiuni de lamelibranhiate. Este posibil ca ultimele să aparțină Sarmațianului aflat în continuitate de sedimentare.

Institutul Geologic al României

Dintre aceste roci calcarele sînt singurele fosilifere în regiune. În dealul Buții, unde formează cîteva doline sifonate, ele conțin o asociație cu: *Chlamys* (*Aequipecten*) *elegans* (A n d r z.), *Picnodonta cochlear navicularis* (B r o c c h i), *Ostrea digitalina* D u b o i s, alge (*Lithothamnium*, *Lithophillum*), globigerine, miliolide, alveolinide (*Borelis*) etc. (planșa XVII, fig. 8).

b) Sarmațian

Am separat în acest etaj o suită de argile șistoase sau marne negricioase cartonate, pe alocuri intens afectate de termometamorfism; marne cafeniu-închise cu intercalații de gresii cenușiu-deschise slab cimentate, local cu concrețiuni grezoase, de grosime aproximativă 15—20 m. Zone ingresive de conglomerate polimictice, fără stratificație, cu ciment grezo-calcaros, sau de marne cenușiu-închise, cu blocuri de marne resedimentate („pebble marls"), pot fi întîlnite pe Izvorul Conciului și pe Izvorul Negru.

Fauna colectată dintr-un punct fosilifer pe Izvorul Conciului cuprinde: *Modiolus sarmaticus* G a t u e v, *Cardium pium* Z h i z h c., *Cardium praeplicatum* H i l b e r, *Ervilia*, *Mactra* etc.

Aflorimente bune se găsesc încă pe Izvorul Alb și pe Izvorul Negru, către obîrșia văii Paltinului și la izvoarele văii Sibila.

c) Pannonian

Într-o notă recentă, posterioară încheierii cercetărilor noastre, D r a g u și E d e l s t e i n (1969) au anunțat descoperirea Pannonianului (gresii și marne cu *Congeria zsigmondyi* și *C. partschi*) la nord și vest de Băiuț, între văile Kelemen și Izvorul Alb, într-o zonă cartată de noi Sarmațian.

În regiunea Baia Mare Pannonianul înregistrează o ingresiune puternică.

3. Pleistocen și Holocen

Depozitele de terasă sînt slab reprezentate: o terasă înaltă, de eroziune, care încă nu s-a șters în interfluviu, ocupă extremitatea estică a masivului Preluca; alte cîteva de depunere, pe versantul sudic al văii Lăpușului, între Dămăcușeni și Tg. Lăpuș, sînt etalate în două nivele.

Se remarcă glacisurile larg dezvoltate în jurul persinclinalului Vima și pe pantele nordice, abrupte, ale calcarelor cu *N. fabianii*; procesul de lateritizare a calcarelor priaboniene pe platforma Boiu — Răzoare;

Institutul Geologic al României

alunecările, în cele mai multe cazuri nestabilizate, din zona de dezvoltare a marnelor oligo-miocene de Valea Lăpușului, în orizontul stratelor de Ileanda Mare și în orizontul inferior al flișului de Tocila-Secul.

Satul Poiana Botizii este așezat pe ambii versanți ai pîrîului Poiana. Versantul sud-vestic reprezintă o zonă de alunecări stabilizate; versantul nord-vestic o terasă de eroziune deasupra solzilor cretacic-paleogeni.

Partea de nord a regiunii este acoperită de perdele mari de grohotișuri, formate de rocile neo-eruptive, în zona de ridicare bruscă a reliefului.

Albiile majore ale rîurilor și luncile neinundabile, pe care s-au stabilit vetrele satelor, reprezintă elemente geologice comune.

C) ROCILE VULCANICE

În partea de nord a regiunii terenurile de natură vulcanică reprezintă, prin curgeri consolidate și prin pînze întinse deluvii, o placă acoperitoare a tuturor formațiunilor sedimentare ante-cuaternare.

Vulcanitele din regiunea Băiuț sînt produsele celei mai noi faze a ciclului magmatic subsecvent tectogenezei stirice: faza erupțiunilor pannoniene. Separarea lor pe hartă este făcută nediferențiat întrucît observațiile noastre în acest domeniu au numai un caracter cu totul general: piroclastite, andezite cu piroxeni și amfiboli sau cu hipersten și augit.

În legătură cu metamorfismul hidrotermal, activ în regiune, adăugăm că în zonele de înrădăcinare a vulcanitelor, ca și în lungul diferitelor fracturi, s-au format aureole cărora le este caracteristică dispoziția zonară, după intensitatea cu care au acționat soluțiile mineralizante.

Fenomenele de hidrometamorfism s-au tradus prin carbonatări (cele mai frecvente), caolinizări și silicifieri, prezente mai ales în zonele mineralizate dintre Prislop și Văratic. Silicifierile reprezintă chiar ghidul activității de prospecțiune în regiune.

III. TECTONICĂ

A) ANALIZA UNITĂȚILOR TECTONICE

Formațiunile analizate în acest studiu sînt cuprinse în trei unități structurale din trei zone tectonice, cu sedimentare deosebită și caracteristică, dispuse latitudinal de la nord la sud: zona fosei, zona de bordură a fosei și zona de bazin (epicontinentală) (vezi harta geologică și planșa XX).

Institutul Geologic al României

1. Zona fosei

În sectorul nordic al hărții structura învelișului sedimentar este reprezentată prin două mici pînze de șariaj cu vergențe sudice (pînze-solzi) : Pînza-solz a Botizii și Pînza-solz a Lăpușului.

Semnalate ca raporturi anormale între rocile senoniene și cele oligocene de către Schréter, aceste pînze au fost ulterior conturate de L. Atanasiu (1956 b), Bleahu și Dimitrescu (1955), Dumitrescu (1957) și Mutihac (1956).

Ambele pînze reprezintă șariaje prin forfecare.

Pînza-solz a Botizii (Dumitrescu, 1957) este unitatea structurală superioară a regiunii (vezi harta) și pare a reprezenta o exagerare a importantei falii a Rodnei. Această falie, după ce a depășit spre vest depozitele eocene marginale, mai competente, a devenit din falie gravitațională falie inversă și a secționat cuvertura plastică a flișului propriu-zis provocînd decolarea.

Între valea Baicului la est (în afara hărții noastre), unde începe a se forma, și valea Strîmbului la vest, unde dispare sub acoperirea transgresivă a formațiunilor neogene și a andezitelor pannoniene, frontul de înaintare al pînzei înscrie cîteva golfuri tectonice largi și două capuri tectonice : Higea Brînzii, mai mic, și Poiana Botizii. La Poiana Botizii pînza prezintă, în raport cu autohtonul și cel puțin aparent, caractere de curgere.

Lățimea minimă a șariajului este de 7 km, săritura stratigrafică de aproximativ 1500—1800 m, iar frontul de avansare măsoară în jur de 25 km (a se vedea harta geologică a României sc. 1 : 200 000, foile Baia Mare și Vișeu de Gherasi et al., 1967 ; Bleahu et al., 1968).

În regiunea Poiana Botizii fruntea pînzei prezintă două digitații. Digitația inferioară (sudică) este fracturată în cinci solzi chiar pe teritoriul satului Poiana. Dintre aceștia solzul superior cuprinde în bază cinci lame de roci jurasice, smulse din autohton și purtate foarte aproape de fruntea pînzei. Valea Poienii descoperă pe cea mai mare dintre aceste klippe, la confluența cu pîrîul Vărăștina.

Celelalte patru klippe sînt : Piatra Bulbucului, klippele de pe valea Fagului și din dealul Bisericii, și klippa numită Piatra Muntelui pe dealul de la est de satul Strîmbu. Marnele cretacice de Puchov formează mantaua acestor klippe și, în același timp, patul lubrefiant care a facilitat șariajul.

Digitația superioară reprezintă corpul propriu-zis al pînzei. Mai ales în zona de rădăcină, aceasta este străbătută de numeroase neck-uri.

Institutul Geologic al României

Capul tectonic de la Poiana Botizii s-a format în zona sudică, unde lipsesc apofizele andezitice.

Valorile medii ale înclinării stratelor sînt cuprinse între 30° și 50° depășind rareori maxima; ceea ce arată că pînza, fiind mică, nu schițează tendințe de deversare.

De la paralela Măgura Tocila spre sud, ieșindul de la Poiana Botizii prezintă, pe alocuri, deplasări de strate produse fie de falii mici inverse, de încălecare pe stratificție, fie prin curgeri mai mult sau mai puțin libere spre sud, către depresiunea Lăpușului, superficiale și pe distanță scurtă.

Remarcăm de asemenea că în cea mai mare parte din grosimea ei pînza este constituită din roci puțin rezistente: pelite moi în succesiunea ritmică a stratelor orizontului eocen inferior; un orizont mijlociu mai consolidat, cu gresii calcaroase grosiere; și al treilea orizont de marne cu globigerine, în acoperiș, cel puțin egal de plastice ca și pelitele inferioare.

Este totuși posibil ca ceea ce am considerat mai sus drept caractere de curgere să reprezinte tocmai o consecință a acestei rezistențe scăzute a rocilor, asociată cu înclinarea mică a planului faliei și cu un coeficient de stress relativ redus.

Pînza-solz a Lăpușului (Patrulius et al., 1960) reprezintă parautohtonul precedentei. Ea cuprinde în sectorul estic, între văile Roaia și Sălăuța (spre est, în afara hărții noastre), depozite senoniene și eocene de fliș, iar în sectorul vestic (cuprins în hartă) depozite senoniene, eocene și oligo-miocene din domeniul marginal. Cu alte cuvinte sectorul vestic al pînzei, cu depozite de bordură, a fost antrenat în acest șariaj prin solidarizare mecanică, în aceeași unitate, a două faciesuri sincrone dar bine distincte (pînză bifacială). De aceea caracterul său de pînză dezvoltată dintr-o falie de încălecare este mai accentuat în sectorul Lăpuș. Presupunem că aici alunecarea pe suprafața de șariaj este, cel puțin în parte, un efect al supraîmpingerii pînzei Botizii.

Pînza-solz a Lăpușului este fracturată în două duplicaturi dintre care cea superioară (corpul propriu-zis al pînzei) a avansat destul de mult peste cea inferioară.

În interpretarea noastră cel puțin una dintre liniile de superpoziție mecanică din cadrul pînzei Wildflisch-ului, așa cum figurează în hărțile Baia Mare și Vișeu scara 1 : 200.000, reprezintă o linie de transgresiune.

La confluența pîrîului Poienii cu valea Luncii (rîul Lăpuș) eroziunea a deschis o mică semifereastră pe a cărei margine nordică aflorează o lamă de calcare organogen-detritice eocene, ruptă din digitația inferioară și antrenată pe suprafața de șariaj.

Institutul Geologic al României

În harta geologică a României la scara 1 : 200 000, foile Baia Mare și Vișeu, se poate observa cum pînza-solz a Lăpușului înscrie două avansări moderate despărțite de un golf larg deschis spre obîrșia văii Groșilor : prima la nord de muntele Țibleș, a doua în bazinul superior al Lăpușului. Aici ramificarea pînzei, schimbările importante de facies și caracterul transgresiv al formațiunilor cretacice și paleogene pot fi interpretate ca o consecință a existenței fundamentului la mică adîncime.

În raport cu punctul cel mai retras al pînzei, lățimea minimă a șariajului este de valoare foarte apropiată de aceea a pînzei Botizii (8 km). Frontul de înaintare are aproximativ 35 km, între valea Ungurenilor la vest și valea Sălăuța la est (în afara hărții noastre, în pasul Șetrev). Săritura stratigrafică este însă de numai 800 m.

În bazinul văii Sibila solzul este acoperit de deluviile andezitice ce curg din creasta Zdîrcea—Arșița, de sub care aflorează, pe afluenți, roci ale Tortonianului superior transgresiv și Sarmațianului.

Înclinările stratelor înregistrează valori între 10° și 50° depășind rareori și cu puțin maxima.

2. Zona marginală (de bordură)

La nord de valea rîului Suciu se poate vorbi, în general, de existența unei structuri anticlinoriale. Anticlinoriul grupează numeroase cute minore, largi și simetrice, cu flancurile puțin înclinate, care pot fi totuși urmărite direcțional. Ele se grupează într-un fascicol de cute și solzi dirijați nord-est sud-vest, între văile Sălăuța la est și Lăpuș la vest, și reprezintă racordamentul structural între horsturile Rodna la est și Preluca la vest.

Structura rezultă, cel puțin în parte, și din mularea reliefului sau a structurilor fundamentului. Cuvertura oligo-miocenă a acestui sector, cu stratonomie ambiguă și cu grosime sub 1000 m, repauzează direct pe fundamentul cristalin rigid, probabil pe alocuri cu petece de Mezozoic și Paleogen. Această cuvertură a fost prinsă între linia șariajelor la nord și blocurile de fundament Preluca și Ineu la sud. Ea s-a cutat mai strîns în apropierea frontului de încălecare al pînzei Lăpușului (la nord de satele Ungureni și Podu Roii), apoi din ce în ce mai larg și mai atenuat spre sud, dispărînd sub acoperirea regresivă a orizontului bazal, grosier, al stratelor de Hida.

Axul anticlinalului de la Rogoz este mascat de lunca Lăpușului. Pe flancul său nordic își au sursa trei izvoare sulfuroase la marginea estică a satului Rogoz.

Institutul Geologic al României

Pe flancul nordic al anticlinalului Lăpuș, la marginea de nord a comunei cu același nume, a fost amplasată o sondă a Comitetului Geologic. Forajul a traversat, pe toată adîncimea săpată, suita pararitmică a stratelor de Valea Lăpușului, și a atins cristalinul la 805 m adîncime.

În perimetrul de obîrșie al văii Cupșenilor (valea Fundăturii) o zonă foarte strîns cutată, un nod de convergență a cutelor, marchează un sector ridicat al fundamentului.

În ansamblu se remarcă divergența generală a cutelor anticlinoriului către est, asociată cu trecerea suitei cretacic-paleogene către faciesul de fliș; faptul trădează o coborîre a fundamentului spre domeniul fosei.

3. Zona epicontinentală (de bazin)

Sedimentele examinate în zona epicontinentală, la sud de blocul Preluca, între satele Boiu la vest, Răzoare la est și Ileanda la sud, reflectă o tectonică tipică de cuvertură: homoclin cu înclinări mici spre sud (5°—10°), reprezentînd, în ansamblu, un înveliș tabular de îmbrăcare a fundamentului, afectat de falii gravitaționale.

Sistemul de fracturi se dispune aproximativ pe același aliniament latitudinal între localitățile Frînceni și Rohia, evidența lor fiind datorată, mai ales, plăcii calcarelor cu *Nummulites fabianii*.

Deși această placă este cuprinsă între formațiuni cu duritate scăzută, denivelarea este foarte bine exprimată în topografie, conferindu-i o evidență demnă de aplicații practice didactice (faliile de la Selnița).

În afară de faliile de la Valea Seacă (Boiuț), cu săritura diagonală, celelalte au săritură pe înclinare de 10—25 m, cu compartimentul sudic coborît și cu foarte mici decroșeri.

O importantă falie normală ridică flancul nordic al blocului Preluca cu 500—600 m și se continuă spre sud-est, pe sub lunca Lăpușului. Ea aduce la zi, între Rohia și Tg. Lăpuș, toate formațiunile eocene și oligocene punîndu-le în contact tectonic cu molasa Hidei; după care se pierde, ca flexură, în această formațiune.

Între Vima și Văleni se dezvoltă un sinclinal suspendat, larg, evazat și asimetric, faliat pe flancul sudic, și care, după L ă z ă r e s c u (1966), ar mula încă structura fundamentului.

Către sud-vest, în mici ferestre de eroziune (ochiuri), văile Bulbucul și Secătura deschid termenii oligoceni și eoceni ai unei bolți anticlinale cu direcție sud-vest nord-est și cu plonj axial sub flancul nordic al sinclinalului Vima.

Institutul Geologic al României

În sectorul de sud-est al hărții, în zona stratelor de Hida, structura revine la monoclin. Din cauza caracterului deltaic al formațiunii, stratele individuale înclină mai mult decît depozitul molasic în ansamblu (L ă z ă r e s c u , 1966).

B) OBSERVAȚII TECTONICE GENERALE ÎN MARAMUREȘ

Ca domeniu marginal al unei fose, regiunea Lăpuș prezintă caractere structurale mixte, plastice și rupturale. Fondul tectonic al Maramureșului este de natură rupturală, de diviziune în blocuri (K r ă u t n e r , 1930 ; B ö h m - B e h m : Bruchtektonik ; P a u c ă , 1963) o tectonică radială, de horsturi și grabene, consecință a compartimentării fundamentului într-o fază de distensiune. Structurile cutate din regiune sînt efecte ale mișcării diferențiate a blocurilor în faza următoare, de compresiune.

Subliniem și relațiile de dependență ale efuziunilor neogene de tectonica de falii, relații caracteristice domeniului transcarpatic. Folosind drept căi de acces fracturi profunde din zonele de înrădăcinare a pînzelor sau din afara acestora, magmele andezitice s-au insinuat formînd corpuri subvulcanice sau efuziuni. Aparatele vulcanice sînt de dimensiuni reduse. În partea de nord a regiunii ele se dispun pe aliniamente orientate aproximativ est-vest, corespunzătoare șariajelor. Direcția principalelor fracturi mineralizate este de asemenea est-vest sau nord-est — sud-vest, în timp ce alte fracturi mai mici sînt perpendiculare pe această direcție.

Momentul tectonic principal — dacă nu unicul cel puțin acela căruia putem să-i apreciem consecințele — a fost faza stirică.

Nu am putut sesiza în ce măsură accidentele corespunzătoare acestei faze își au originea în mișcările mai vechi, posterioare cratonizării hercinice a arealului pannonic. Este însă evident că formarea pînzelor-solzi din Munții Lăpuș a fost sincronă cu șariajul major din Carpații Orientali.

Mișcările stirice au, cel puțin în Maramureș, caractere generale tardigeosinclinale.

Reamintim că după datele de stratigrafie inițierea și creșterea fosei geosinclinale a Tisei (fosa Maramureș-Szolnok) ar fi avut loc puțin înaintea Albianului, în faza austrică.

Pe marginea integrării regiunii noastre în tectonica generală a Maramureșului, adăugăm că, între structurile cutate majore care se remarcă la o privire de ansamblu a foilor 3 (Baia Mare) și 4 (Vișeu) din harta geologică a României scara 1 : 200 000, solzul Petrovei (partea centrală ridicată a fosei Maramureșului) are o semnificație care merită a fi subliniată. Aceasta reprezintă un bloc ascuns al fundamentului ridicat și împins spre

Institutul Geologic al României

est, spre contrafortul cristalin al Vaserului. Ridicarea nu a fost suficientă pentru a aduce la suprafață fundamentul cristalin ci doar un volum considerabil de fliș cretacic-eocen, determinînd și o intensă denudare a pachetului de roci oligo-miocene din acoperiș.

În mișcarea sa acest bloc a determinat deplasări divergente: încălecarea generală spre nord-est, est și sud-est, peste depozitele oligo-miocene din regiunea cursului inferior al rîului Vișeu; spre est solzii din golful Ruscovei formați pe linii de fractură paralele cu axul pintenului Vaser; spre sud cele două pînze-solzi din munții Lăpușului (Bleahu, Bombiță, Kräutner, 1968).

Prin prisma celor arătate mai sus, nu vedem în șariajele de la Poiana Botizii un element doveditor al bilateralității orogenului arcului carpatic (Dimitrescu, 1964). Unele concordanțe structurale cu Carpații Orientali țin de tectonica alpino-carpatică de ansamblu.

IV. ELEMENTE DE GEOMORFOLOGIE

Regiunea cercetată este dominată de cîteva contraste de relief datorit contrastelor dintre duritatea rocilor. O privire aeriană asupra regiunii face impresia unui relief tînăr în partea nordică și unui relief dacă nu îmbătrînit cel puțin matur în depresiuni.

Blocul cristalin al Prelucii, ușor înclinat spre sud, se ridică din depresiunile înconjurătoare umplute de depozite paleogene și neogene. El expune spre nord un mare escarpament tectonic, iar pe flancul sudic este placat de depozite paleogene epicontinentale. Aici, aproape de contactul suprafeței cristalinului cu cuvertura sedimentară, rîul Lăpuș și-a încastrat cursul într-un defileu îngust, abrupt și impracticabil dar deosebit de pitoresc, adîncit cu aproximativ 140—180 m față de altitudinea medie a terenului. La săparea lui rocile sedimentare, azi denudate, au avut rolul „primului proectant".

Platforma Boiu—Răzoare este armată, în orizonturile mijlocii, de placa rezistentă a calcarelor priaboniene, ceea ce îi conferă caractere de suprafață structurală. Ea coboară lin spre sud, ciuruită de doline sau de diaclaze lărgite, în timp ce spre nord prezintă cueste în arc cu deschiderile în aceeași direcție.

Sinclinalul Vima este format din strate de Hida repauzînd pe faciesul marnos al stratelor de Valea Lăpușului. El exprimă frapant, în interiorul unui cadru geomorfologic pe care îl domină, tipul de relief generat de

Institutul Geologic al României

roci sedimentare cu diferențe importante ale gradelor de duritate dar puțin afectate tectonic.

Eroziunea diferențiată a decupat acest sinclinal de conglomerate și gresii dîndu-i aspect de sinclinal suspendat, înconjurat cu o bordură largă de pelite oligo-miocene moi străbătute de văi largi, cu versanții alunecați, colmatate sau chiar înmlăștinate (la Jugăstreni, Peteritea și Văleni). Numeroase pîraie, care coboară divergent din dealul Vimii în zonele depresionare din jur, au fierăstruit coroana de cueste periferice și erozive a sinclinalului, formînd festoane strînse, prelungite cu piemonturi de acumulare.

Generatori ai reliefului în partea de nord a regiunii sînt munții vulcanici tineri. Vechile aparate vulcanice, coșuri andezitice puternic consolidate, ca și silicifierea principalelor sisteme de diaclaze prin circulația soluțiilor juvenile mineralizatoare, au creeat aspecte caracteristice în regiunile cu vulcanite neogene din Maramureș: platouri de lave din care se ridică proeminențe conice, foste neck-uri, sau martori de eroziune diferențiată în zonele sedimentare fisurate și afectate de metamorfismul hidrotermal.

Mai întîi șariajul stiric și imediat apoi efuziunile andezitice subsecvente au produs inversiunea de relief cu ridicarea deasupra depozitelor oligo-miocene, mult mai puțin dure, din depresiunea Lăpușului, a celor cretacice și eocene din munții cu același nume. Aspectul masiv al acestor munți nu ține atît de înălțimea lor cît de abruptul versanților, de coborîrea bruscă a pantei în depresiunea de piemont și de denivelarea depresiunii datorită intensei activități hidroerozive în rocile moi care o umplu (P o s e a, 1962).

Rețeaua hidrografică majoră este relativ independentă față de structura geologică. Adaptarea ei la structura fundamentului s-a făcut recent, prin epigeneză. Defileul Lăpușului este, în acest sens, un exemplu.

Elementele geologice asociate cu cele hidrografice par a fi schițat două direcții principale ale elementelor orografice: est-vest în culoarul Răzoare—Boiu, și nord-sud în zona montană și colinară, între nodurile hidrografice Strîmbu și Dămăcușeni.

V. GENERALIZĂRI

A) SCHIȚA EVOLUȚIEI GEOLOGICE A REGIUNII

A face considerații asupra perioadei de formare și asupra primelor etape de evoluție a fosei Maramureș este o încercare dificilă. Aceasta datorită transgresiunilor terțiare puternice și repetate dintre care cele neogene

Institutul Geologic al României

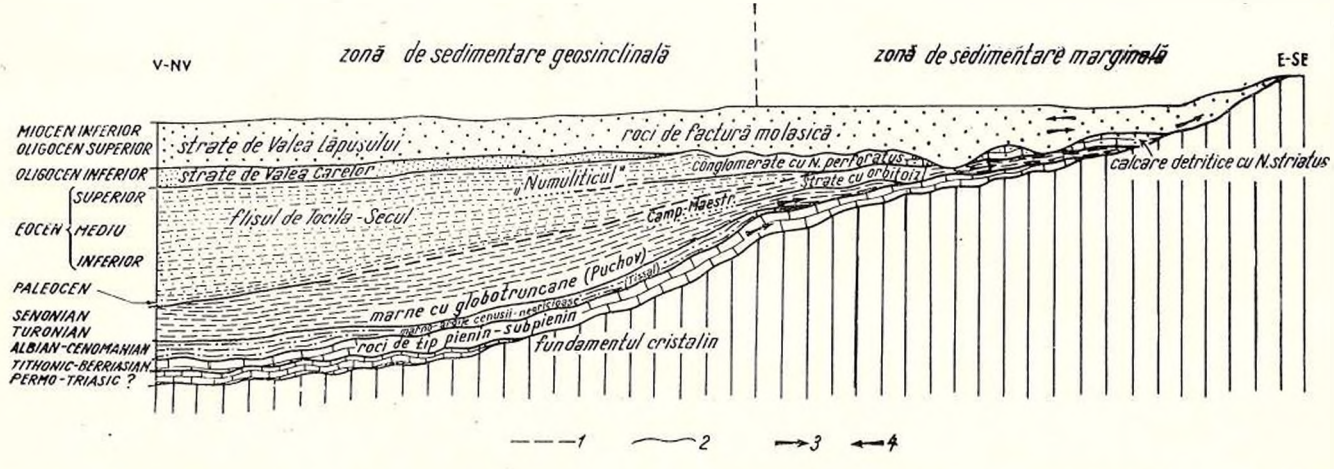


Fig. 7. — Schița transgresiunilor mezozoice și terțiare-prestirice în sectorul nord-estic al fosei geosinclinale Maramureș-Szolnok.

1, continuitate de sedimentare; 2, limită de discordanță; 3, transgresiune; 4, regresiune.

Esquisse des transgressions mésozoïques et tertiaires-préstyriques dans le secteur situé au nord-est de la fosse géosynclinale de Maramureș-Szolnok.

1, continuité de sédimentation; 2, limite de discordance; 3, transgression; 4, régression.

Institutul Geologic al României

au succedat și, în același timp, au mascat inversiunea fosei și pe cele mai multe dintre elementele fundamentului rupte și aduse la zi cu această ocazie.

Munții Lăpuș au evoluat în cadrul a trei unități paleogeografice diferite: epicontinentală, marginală și geosinclinală (fig. 7).

Zona epicontinentală îmbracă faciesuri mixte: mesogeene în Cretacicul superior, în Eocen și în Oligocenul inferior; subseptentrionale în Oligocenul superior și în Miocenul inferior.

Evoluția geosinclinală a Maramureșului este carpatică numai sub aspectul facial general, însă fără coexistența unor termeni izopici cu ai fosei flișului carpatic extern.

Faza tardigeosinclinală este de vîrstă oligocenă și miocen-inferioară, marcînd uniformizarea facială accentuată în toate unitățile tectonice. Independența fosei în această fază nu este totală, fiind încă controlată de paleogeografia geosinclinală preexistentă.

Evoluția postgeosinclinală, tortonian-cuaternară, prezintă caractere sedimentare pannonice, cu magmatism final și o geografie care anunță pe cea actuală.

Fosa Maramureș-Szolnok reprezintă la origine un graben. Nașterea ei a constituit rezolvarea, printr-un sistem de falii, a unei faze de tensiune în fundamentul hercinic („Die Interniden Pannoniens" — Kober, 1921), în timpul Mezocretacicului. Poziția Albianului superior—Cenomanianului deasupra fundamentului cristalin în forajul de la Borcut-Săsar și prezența Turonianului în facies de Puchov deasupra Malmului superior în facies pienin de la Poiana Botizii, confirmă ipoteza formării fosei în faza alpină austrică (Körössy, 1958, 1959, 1964; Szentes, 1958; Vadász, 1960; Juhász, 1970). Nu este exclus ca unele prefigurări să se fi produs în faza kimmerică.

În ipoteza vîrstei sale austrice, structura ar fi contemporană cu șariajul pînzei cristaline a Rodnei (Kräutner, 1968)[2]; cu șariajul general spre nord-est al cordilierei epimetamorfice maramureșene, împreună cu învelișul său mezozoic, peste zona flișului carpatic (Pînzele Bucovinice); cu unele complicații ultrabucovinice în cadrul cuverturii mezozoice a aceluiași masiv maramureșean; cu încălecările, de aceeași vergență, ale subunităților flișului intern: flișul negru, cu fundament jurasic și triasic,

[2] După H. Kräutner insulele cristaline din nord-vestul Transilvaniei ar marca, cel puțin în parte, zona de rădăcină a pînzei de Rodna, pînză cu caractere alpine ca stil și vergență. Astfel, și din acest punct de vedere, ar deveni posibil ca în viitor concepția blocului median hercinic, neregenerat alpin, să necesite revizuiri.

Institutul Geologic al României

peste flișul de Rahov-Sinaia, și acesta peste flișul de Corbu (B l e a h u, 1962; B l e a h u, B o m b i ț ă, K r ă u t n e r, 1968).

După etapa inițială fosa a funcționat cu caractere geosinclinale propriu-zise pînă în Eocenul superior. Faciesul de fliș a evoluat, în perioada de umplere a fosei, de la tipuri predominant pelitice în Cretacicul mediu și superior (prefliș, fliș precoce după C o n t e s c u, 1968), la varietăți tipic terigene, mai mult sau mai puțin grosiere, în Paleogen.

Formațiunile cretacice marginale, transgresive, de Orlové și de Jarmuta, cu echivalenți în Maramureș în rocile detritice cu exogire, inocerami, rudiști și orbitoizi, ca și cele paleogene de Podhale cu echivalenți acum bine cunoscuți în Maramureș, în Transilvania și în Ungaria, ar putea reprezenta ecourile sedimentare înregistrate ale fazelor subhercinică, laramică și helvetică.

Cu formațiunile oligo-miocene, de grosime apreciabilă, care pierd din caracterele de fliș în special în ceea ce privește granoclasarea, și pe care le considerăm ca depuse într-o fază finală, colmatantă (postfliș — C o n t e s c u, 1968), se încheie perioada de funcționare geosinclinală a fosei.

Paleogeografia regiunii a suferit importante schimbări în timpul Helvețianului și Tortonianului. Efectele diastrofismului stiric, relativ recent, pot fi bine apreciate din punctele de vedere tectonic (inversiunea fosei, formarea pînzelor de la Poiana Botizii, a solzului Petrovei etc.) și stratigrafic (resedimentări intense de material heterogen și heterometric sub forma stratelor helveține de Hida și transgresiunea generală, de front, a Tortonianului).

Emersiunile cretacice și terțiare, precedente celei stirice, au privit mai ales regiunile de margine. Fosa ca atare a fost afectată numai de tectogeneza stirică.

Pe sistemul de fracturi în fundament a urmat ascensiunea magmelor într-o fază de vulcanism activă din Tortonianul superior pînă în Cuaternar.

B) CONSIDERAȚII ASUPRA POZIȚIEI MARAMUREȘULUI ÎN CADRUL REGIUNII GEOSINCLINALE CARPATICE

Într-o notă din anul 1933 asupra raporturilor structurale dintre secțiunile orientală și occidentală ale Carpaților A n d r u s o v a reconsiderat substanțial concepția lui U h l i g (1903, 1907).

Autorul austriac considera Carpații Orientali ca fiind situați în prelungirea zonei klippelor interne. A n d r u s o v a remarcat că în regiunea Drahov—Novoselița klippele de tip pienin au o poziție internă față de

Institutul Geologic al României

depozitele paleogene de tip maramureșan. De aici a tras concluzia că cordiliera Maramureșului, în continuarea ei spre nord-vest, este externă față de continuarea spre sud-est a zonei klippelor pienine.

Informația a fost primită cu interes de către geologii români. Lucrarea a fost referată la Institutul Geologic din București în anul următor (Murgeanu, 16 martie 1934). Note publicate ulterior interpretau calcarele cu aptichi de la Băiuț și marnele cărămizii cu globotruncane care aflorează între horsturile Preluca și Rodna ca reprezentînd prelungirea în Maramureș și în Transilvania de nord a zonei tectonice pienine (Kräutner, 1934, 1938; Murgeanu, 1941; Anton, 1943). Ipoteza lui Andrusov a condus la o concluzie paleogeografică majoră: Maramureșul aparține Carpaților Orientali.

În ultimele sale lucrări (1965, 1968) autorul prelungește zona klippelor pienine la interiorul cordilierei maramureșene din Ucraina subcarpatică și din România, continuînd-o ipotetic sub forma unei bucle care trece la nord de masivele cristaline Preluca și Codru (Andrusov, fide Bystricky și Biely, 1966). Bucla se înscrie apoi, spre sud-vest, în vecinătatea sectorului nord-vestic al Munților Apuseni, în conturul flancului sud-estic al șanțului Szolnok (Andrusov, 1968 fig. 2, 3 și 65).

Andrusov consideră că, în ciuda unor trăsături comune între Carpații occidentali centrali și Maramureș, zona klippelor pienine separă aceste unități. Ridicarea cordilierei cristaline maramureșene de sub cuvertură, la sud-est de Tisa, și continuarea ei pe teritoriul românesc ar corespunde, după autorul cehoslovac, suprafeței tectonice care separă unitățile Magura și Dukla.

După Dzulinski și Slaczka (1958) cordiliera maramureșană ar prelungi, spre sud, cordiliera sileziană.

În perioada anilor 1930—1940, cînd a apărut ipoteza lui Andrusov, cunoștințele geologice asupra Maramureșului românesc se găseau încă la nivelul cercetărilor lui Zapalowicz; iar asupra Transilvaniei septentrionale la datele clasice ale lui Hofmann și Koch. Mai bine cunoscute erau depozitele neritice de pe bordura vestică a masivului Rodna (Kräutner, 1930... 1938). Pe afinitățile faciale ale acestor depozite cu cele epicontinentale din Transilvania s-a bazat părerea că depresiunea Maramureșului este un golf al bazinului ardelean. Această idee a prevalat pînă în jurul anului 1950.

Rocile jurasice în facies pienin, cele cretacice în facies de Puchov și Paleogenul în facies de fliș din Maramureșul sovietic l-au determinat ulterior pe Muratov (1947, 1949) să considere fosa Maramureșului ca o unitate a sectorului oriental-carpatic.

Institutul Geologic al României

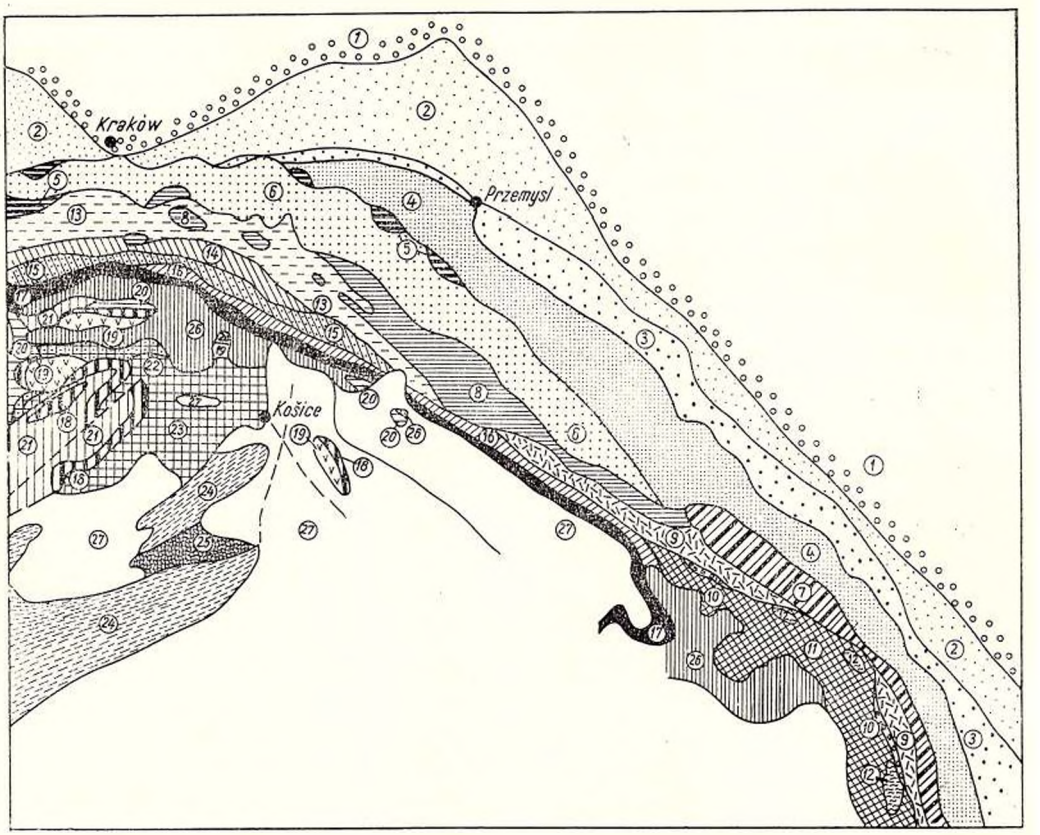


Fig. 8. — Schița tectonică a Carpaților nordici (după D. Andrusov, 1968 — fig. 3).

1, Vorland; 2, flancul extern al avanfosei; 3, flancul intern al avanfosei; 4, unitatea Skole; 5, pînza subsileziană; 6', unitatea sileziană; 7, unitatea Cernogora-Audia; 8, unitatea Dukla cu elemente de Premagura; 9, unitata Rahov-Petros-Ceahlău; 10, pînza Subbucovinică; 11, pînza Bucovinică; 12, pînza Transilvană; 13, unitatea Rača; 14, unitatea Bystrița; 15, unitatea Orava-Cerchov; 16, unitatea Kyjov-Zemplin; 17, zona Klippelor Pienine; 18, Paleozoicul inferior și Mezozoicul Tatridelor, Veporidelor și Mittelostalpin; 19, cristalinul Tatridelor; 20, pînza Krížna; 21, cristalinul Veporidelor; 22, pînza de Choč; 23, unitatea Gemeridelor; 24, Paleozoicul domeniului danubian ungar; 25, Mezozoicul aceluiași domeniu; 26, Senonian și Paleogen în domeniul cutărilor mezocretacice; 27, cuvertura neogenă în domeniul zonei flișului, al Carpaților occidentali centrali și al pînzelor ostalpine. Subunitățile Rača, Bystrica, Orava-Cerchov și Kyjov-Zemplin alcătuiesc unitatea Magura.

Esquisse tectonique des Carpates septentrionales (d'après D. Andrusov, 1968—fig. 3).

1, Avant-pays; 2, flanc externe de l'avant-fosse; 3, flanc interne de l'avant-fosse; 4, unité de Skole; 5, nappe Sous-silézienne; 6, unité Silézienne; 7, unité de Cernogora-Audia; 8, unité de Dukla avec des éléments de Prémagura; 9, unité de Rahov-Petros-Ceahlău; 10, nappe Subbucovinienne; 11, nappe Bucovinienne; 12, nappe Transylvaine; 13, unité de Rača; 14, unité de Bystrița; 15, unité l'Orava-Cerchov; 16, unité de Kyjov-Zemplin; 17, zone des Klippes Piénines; 18, Paléozoique inférieur et Mésoszoiques des Tatrides, Véporides et Mittelostalpin; 19, cristallin des Tatrides; 20, nappe de Krížna; 21, cristallin des Véporides; 22, nappe de Choč; 23, unité des Gémérides; 24, Paléozoiques du domaine danubien de Hongrie; 25, Mésozoique du même domaine; 26, Sénonien et Paléogène du domaine des plissements mésocrétacés; 27, couverture néogène dans le domaine de la zone du flysch des Carpates Occidentales Centrales et des nappes ostalpines. Unités de Rača, Bystrica, Orava-Cerchov et Kyjov-Zemplin constituent la nappe de Magura.

Institutul Geologic al României

După anul 1950 datele cercetătorilor români asupra Maramureșului au fost interpretate în lumina acestei concepții. Patrulius și Motaș au preluat-o ca ipoteză de lucru într-o accepțiune mixtă Andrusov-Muratov.

În noua imagine geocartografică a Maramureșului românesc, realizată în jurul anului 1955 de către L. Atanasiu, Ionesi, I. Motaș, Mutihac, Patrulius, a fost conturat flișul paleogen pe de o parte și depozitele paleogene de pe ramă pe de altă parte, însă fără a se clarifica raporturile cronologice dintre ele.

Caracterul de fliș al sedimentelor din fundamentul eruptivului de Baia Mare și asemănările lito- și microbiofaciale cu formațiunile eocene din Carpații Orientali fuseseră deja remarcate de Paucă (1955) și Iorgulescu (1955).

Aceste asemănări și amplasamentul fosei, presupus a fi paralel cu fosa Carpaților orientali, au devenit dovezi de echivalență (Motaș, 1956; Patrulius, 1956) între flișul paleogen maramureșean de o parte și flișul carpatic extern cu faciesurile Șotrile, Tarcău și Magura, Fusaru și Krosno de altă parte. Unitatea de Magura a fost prelungită la interiorul cordilierei maramureșene; Maramureșul a fost declarat fosă internă a Carpaților orientali cu evoluție, în acest cadru paleogeografic, din Cretacicul superior pînă în Tortonian.

Ideea prelungirii zonei tectonice pienine la interiorul Maramureșului și asimilarea flișurilor eocene de la interiorul și de la exteriorul megaanticlinalului Carpaților orientali (Muratov, Motaș) ar reprezenta o dublă confirmare pentru ipoteza lui Andrusov.

În harta tectonică a României (Dumitrescu et al., 1962) Maramureșul a fost atașat fosei flișului transcarpatic, aceasta fiind considerată ca o unitate a Carpaților orientali. În etajele structurale alpine fosa transcarpatică ar fi funcționat la vest de cordiliera cristalino-mezozoică, avînd axul paralel cu al fosei est-carpatice. Ea s-ar fi extins din regiunea văilor Iza și Vișeu, prin munții Lăpușului și Bîrgăului, pînă în regiunea Vlădeni, la sud de munții Perșani. O bună parte din arealul său ar fi fost ulterior mascat de formațiunile neo-eruptive ale catenei Căliman-Gurghiu-Harghita [3].

Pe de altă parte, pentru separarea depresiunilor transilvană și pannonică se acordase mai de mult importanță supraridicării (transanticlinale) Mezeș-Preluca-Rodna, considerată ca un rest al masivului median din

[3] Ideea reflectă conceptul de arierfosă sau pe cel de bicuplu simetric (asociație de fose geosinclinale în sisteme duble) imaginat de J. Aubouin (1959).

Institutul Geologic al României

interiorul orogenului carpatic („Das Zwischengebirge" — Kober, 1931; Krăutner, 1938; corespunzător depresiunii ungare după Muratov, 1947) neregenerat în ciclul alpin (Stille, 1953).

În legătură cu această concepție evoluția fosei transcarpatice a fost asimilată (Dumitrescu et al., 1962) tipului de geosinclinal tîrziu, de a doua generație, postinversionist, epieugeosinclinal (sensu Kay, 1951). Atributul acesta subînțelege cratonizarea regiunii în orogeneza hercinică, apoi revenirea regimului marin în timpul Cretacicului și Paleogenului. Exondările ulterioare nu ar fi fost însă însoțite de cutări și nu ar fi dat lanțuri muntoase. Întrucît sedimentele din epieugeosinclinal provin din catene dezvoltate pe teritoriul unui eugeosinclinal, primul ar trebui considerat ca avînd caractere geosinclinale false.

În sprijinul aceluiași atribut a fost subliniată și tectonica alpină germanotipă, caracteristică de altfel tipului general de parageosinclinal.

Introducerea noțiunii de epieugeosinclinal pentru definirea paleotectonică a Maramureșului pare a concilia concepția Kober-Stille cu datele geologice mai noi asupra Maramureșului, posterioare anului 1955.

Ideile principale (stratigrafice, structurale și paleogeografice) ale memoriului de față au fost prezentate într-o notă în anul 1965 (Bombiță, 1966).

Ulterior, Dumitrescu și Săndulescu (1968) au acordat fosei Maramureșului, în cadrul sistemului orogenic carpatic, grad echivalent cu masivul median transilvan, cu dacidele, cu moldavidele, cu avantfosa. Arealul ei a fost restrîns la regiunile Maramureș și Bîrgău. S-a renunțat la noțiunea de epieugeosinclinal și s-a adoptat aceea de zonă transcarpatică.

În legătură cu raporturile dintre Carpații orientali și occidentali menționăm cîteva puncte de vedere exprimate de geologi cu largă experiență asupra structurii arcului carpatic:

Fără alte preciziuni, Ksiazkiewicz (1961) consideră că zona klippelor pienine reprezintă, în România, o pînză internă.

Părerea exprimată de Băncilă (1965), după care flișul decolat al Maramureșului este corelabil cu pînza de Magura din Carpații septentrionali, este similară cu a lui Vialov (1961) și s-ar înscrie în vederile bine cunoscute ale prof. Andrusov.

Pentru Vialov (1965) noțiunea Transcarpați are înțeles geomorfologic: versantul sud-vestic al Carpaților cu zonele Dukla, Dusino, Magura și klippele pienine. Termenul de fosă transcarpatică are conținut structural: fosă internă în cadrul domeniului transcarpatic.

Institutul Geologic al României

M. Filipescu (1967) consideră faciesurile mezozoice din zona klippelor „cu totul asemănătoare" acelora din zona cristalino-mezozoică a Carpaților orientali. Declarîndu-se pentru asimilarea lor structurală autorul a reactualizat concluzia la care au subscris Horwitz (1935, 1963), Muratov (1947), Bogdanov, Muratov, Khaïne, (1958), Swidzinski (1962, indirect) etc., și care își are, de fapt, obîrșia la Uhlig (1903; 1907).

Tollmann (1968) folosește noțiunea prea largă „Intramontaner Paläogenflysch—Podhaleflysch u. Äquivalente; Szolnoker Flysch, Transkarpatischer Flysch" pentru depozite sedimentare de fapt cretacice și paleogene ale unui areal paleogeografic destul de larg și de diferențiat: circum-Tatra, întregul Maramureș, fosa Maramureș—Szolnok și Transilvania de nord-vest („Posttektonische Formationen").

În fine, cu totul recent, Patrulius a exprimat părerea după care zona pienină s-ar putea continua în fața cordilierei maramureșene fiind actualmente acoperită de șariajul pînzei bucovinice (Patrulius, in Răileanu et al., 1968).

Ideea legăturii directe între klippele de la Poiana Botizii și zona de roci în același facies din Carpații occidentali apare la toți autorii care au exprimat vederi de ansamblu în acest domeniu (Andrusov, 1965; Swidzinski, 1962; Anton, 1943; etc.) în baza argumentelor de echivalență și sincronism. Zona klippelor pienine ar reprezenta deci o structură anticlinală cu discontinuități de aflorare datorite ridicărilor și plonjurilor șarnierei sale.

Din punctul nostru de vedere tipurile de structură ale celor două sectoare pienine nu se pot asimila, iar momentul și cauzele formării lor nu sînt aceleași.

Subliniem următoarele puncte de principiu:

1. Aria de sedimentare a faciesurilor pienine nu poate fi restrînsă numai la actuala zonă de aflorare tectonică a lor.

2. Este puțin probabil că întreaga masă a depozitelor pienine se află actualmente extrusă.

3. Nu tot ceea ce aflorează trebuie inclus, *a fortiori*, în brîul tectonic pienin.

4. Același fundament pienin, comun întregului domeniu dintre Tatra și Rodna, a putut fi implicat în structuri de tip diferit și în epoci diferite.

O comparație a structurilor devine oportună.

Zona klippelor pienine din Carpații centrali și occidentali are un stil tectonic unitar dar extrem de complicat pe toată întinderea sa. Lungimea,

Institutul Geologic al României

îngustimea, verticalitatea și complexitatea ei tectonică îi conferă un caracter cu totul deosebit și unic în cadrul arcului carpatic-alpin. Ea reprezintă, în expresia figurată a lui Andrusov (1938), „l'enfant terrible de la tectonique des Carpathes"; „Wunder der Natur" (1968).

Au fost exprimate păreri diferite în legătură cu tipul său de structură. Cea mai acceptată interpretează centura klippelor ca o zonă de extrusiune înrădăcinată a unor corpuri de roci mezozoice profunde, casante, dislocate, frămîntate și învăluite în cuvertura lor cretacic-paleogenă, de-a lungul unui sistem de fracturi adînci cu extindere regională (Andrusov și Scheibner, 1960; Birkenmayer, 1960; Ksiazkiewicz, 1963; Swidzinski, 1962).

Secțiunile transversale sînt de tipul zonelor de străpungere a unor volume de roci zdrobite tectonic.

În ceea ce privește stabilirea fazelor tectogenetice care le-au afectat, literatura se concentrează asupra orogenezelor subhercinică, laramică și savică. După părerea lui Andrusov (1968) faza subhercinică este aceea principală, în timp ce Birkenmayer și Ksiazkiewicz (indirect) acordă importanță fazelor post-paleogene.

Descoperirea unor termeni stratigrafici care completează lacunele din cadrul Cretacicului mediu și superior, sau stabilesc continuitatea între klippe și cuvertura lor (Birkenmayer), reduc importanța fazelor subhercinică și laramică față de fazele terțiare (Swidzinski, 1962). Pe de altă parte însă fazele terțiare de cutare au putut masca pe cele mai vechi (Andrusov și Scheibner, 1960). În orice caz, există tendința de întinerire a vîrstei punerii în loc a acestor structuri.

Nici asupra relațiilor dintre zona pienină și zonele adiacente, de Magura la nord și de Podhale la sud, nu există acord. Birkenmayer presupune că în fazele orogenice pre-terțiare masele de roci s-au deplasat spre nord și că deci zona klippelor a aparținut Carpaților interni; începînd din perioada mișcărilor laramice (Birkenmayer și Pazdro, 1968) vergențele au devenit sudice, iar evoluția centurii pienine a fost solidară cu seriile de Magura.

Caracterul de manta transgresivă al depozitelor paleogene de Podhale, deasupra unor mici sectoare sudice ale zonei klippelor, este sigur. Mai puțin certe sînt relațiile disconforme ale termenilor magurieni peste marginea nordică a klippelor. Prezența lor acolo s-ar datora nu încorporării zonei klippelor în bazinul de sedimentare al unității Magura, ci unor ulterioare retroșariaje minore (Birkenmayer și Pazdro, 1968).

Remarcăm de la început faptul că klippele din Transilvania ar reprezenta singurul tronson care nu se înscrie în aliniamentul general al zonei

Institutul Geologic al României

pienine. Ele sînt deplasate puternic spre sud, ceea ce face ca articulatea lor la zona pienină (în ideea lui Andrusov, 1965; 1968, fig. 2 și 3) să deseneze o curbă nefiresc de bruscă.

Klippele de la Poiana Botizii reprezintă lame jurasice smulse fundamentului și rabotate la fruntea unei mici dar veritabile pînze, într-un șariaj stiric. Ele fac deci parte din categoria clasică a klippelor de tip elvețian. Punerea lor în loc (în Helveţian-Tortonianul inferior) s-a produs posterior ultimelor mișcări din zona pienină. Cu alte cuvinte, în momentul formării șariajului de la Poiana Botizii zona klippelor pienine dintre Morava și Tisa reprezenta o structură finită.

Din aceste observaţii conchidem că klippele de la Poiana Botizii nu reprezintă o prelungire a zonei tectonice pienine din Carpaţii occidentali și centrali, nu au putut avea funcţia acestei zone și deci nu pot fi considerate un reper între două domenii paleogeografice.

Rolul zonei tectonice pienine din Carpaţii vestici, de barieră interpusă între două domenii paleogeografice distincte, este ilustrat prin diferenţe faciale marcante între suitele cretacic superior-paleogene de Magura (în Carpaţii externi), de Benatina (în Pienide) și de Podhale (în Carpaţii interni) (Lesko, in Lesko și Samuel, 1965).

În Carpaţii românești deosebiri litofaciale comparabile, în cadrul formaţiunilor cretacice și paleogene, se remarcă de o parte și de alta unui alt element structural de ordin superior, sectorul maramureșan al cordilierei cristalino-mezozoice. Această comparaţie a funcţiilor subînţelege, în vederile noastre, o asimilare paleogeografică posibilă nu obligatorie.

Maramureșul aparţine unei fose (sillon) cu caractere geosinclinale propriu-zise (orto, echte) fiindcă satisface o condiţie teoretică fundamentală (Aubouin, 1961): reprezintă o fostă depresiune, cu evoluţie cretacic-paleogenă de tip alpin, transformată ulterior în edificiu cutat (orogeneză prin tectogeneză). Evoluţia, rolul și poziţia sa în regiunea geosinclinală carpatică nu pot fi echivalate cu ale bazinului Transilvaniei, adică de sector nealiniat și supravieţuitor la structurile neo-alpine ale arcului carpatic.

Pe de altă parte, la sud de paralela muntelui Ţibleș nu există faciesuri cretacice și terţiare cu caractere geosinclinale comparabile cu cele ale Maramureșului: golful Bîrgăului reprezintă un domeniu paleogeografic echivalent cu regiunea de la nord-est de Preluca, adică este un domeniu marginal; suita cretacică din sinclinalul Glodu (Mutihac, 1959), ca și rocile paleogene care aflorează pe alocuri sub piroclastitele munţilor Harghita, în situaţii stratigrafice neclare (resedimentate în conglomeratele neogene sau împinse spre suprafaţă de efuziunile vulcanice), au carac-

Institutul Geologic al României

tere faciale marginale sau epicontinentale; iar cadrul paleogeografic al eventualelor depozite cretacic-paleogene de fosă din culoarul Vlădeni (Săndulescu, 1966) trebuie să fie altul decît acela comun cu al Maramureșului.

Maramureșul reprezintă sectorul nord-estic, scos la zi, al fosei Maramureș-Szolnok (Körössy, 1958, 1959, 1964; Vadász, 1960; Bombiță, 1966). Această fosă a ocupat bazinul superior actual al rîului Tisa (Alföld) cu o prelungire spre sud-vest, pînă la paralela localităților Szolnok și Oradea (a se vedea planșa XXI).

Fosa ocolește pe la vest două unități structurale aproximativ echivalente, ca grad, cu Carpații orientali: bazinul Transilvaniei și Munții Apuseni. Elementele care îi jalonează aria sînt: pînza-solz a Botizii, solzul Petrovei, aflorimentele-ochiuri deschise de eroziune sub vulcanitele de Baia Mare pe văile Chiuzbaia, Ulmoasă, Romană și Mesteacănul; forajele din Ucraina subcarpatică între care cele amplasate pe aliniamentul Tereblia-Dragov-Dubroviț; forajele din sectorul românesc, nord-estic, al depresiunii pannonice la Vad, Săsar (Baia Mare), Satu Mare, Carei și numeroase altele (Ghiriș, Sîntandrei, Borșa, Biharea, Tămășeu, Chișlaz, Pișcolț...) interpretate într-un studiu recent (Istocescu și Ionescu, 1969).

Fosa Maramureș—Szolnok reprezintă un domeniu carpatic numai în sens larg, adică în aceeași măsură în care și Transilvania și Munții Apuseni reprezintă domenii carpatice. Ea a funcționat paralel dar independent față de Carpații orientali și are o evoluție geologică proprie.

Transgresiunile sau ingresiunile albian-cenomaniană, senoniană inferioară, maestrichtiană, biarritziană, priaboniană, chattian-aquitaniană au fost amorsate din această fosă. Tot ea a reprezentat centrul de dispersiune al faunelor de tip tethys în Transilvania, pe bordura depresiunii Maramureșului, în sectorul oriental al munților Tatra și în Ungaria orientală. Acesta este un punct de vedere deosebit de cel exprimat de Andrusov și Köhler (1963), dar tangent la părerea exprimată de Samuel și Salaj (1963).

c) Asupra corelării tectono-faciale a Maramureșului românesc cu Transcarpații sovietici

Schițele structurale concepute recent de Swidzinski (1962), Beer și Bysova (1967) și Andrusov (1968) mențin ideea că zona klippelor pienine se prelungește, prin ultimele sale segmente (Dolgoïe și Lipca—Novoselița), la interiorul cordilierei maramureșene. Swidzinski remarca atenuarea stilului tectonic pienin de la vest spre est:

Institutul Geologic al României

zona largă a klippelor, formată din roci dure și cu relief pronunțat, devine din ce în ce mai îngustă, segmentele ei se răresc și relieful se șterge pe măsura participării predominante, în aflorimente, a rocilor moi din manta.

După părerea noastră, după ultimele sale aflorări în Ucraina transcarpatică (la Dolgoïe și Lipca—Novoseliţa), pe teritoriul românesc zona pienină se afundă și dispare ca element tectonic; formațiunile sale coboară sub cuvertură, se depliază și alcătuiesc fundamentul lărgit al depresiunii Maramureșului, umplută ulterior cu fliș cretacic și paleogen în faciesuri deosebite de cele ale flișului Carpaților orientali.

Din acest volum de roci șariajul stiric a smuls și a purtat la suprafață klippele de rabotaj de la Poiana Botizii.

Nu dispunem de date care ar dovedi că zona tectonică pienină s-ar continua în Maramureșul românesc, evoluînd oarecum diacron dintr-o structură de tip horst diapir, budinaj gigantic, megabrecie diapiră regională, brecie tectonică gigantică, diapirism de fisură, decroșare de prim ordin, „glissement longitudinal", morenă tectonică etc., într-o pînză-solz.

Pe un aliniament puțin mai nordic decît al klippelor de la Dolgoïe și Lipca—Novoseliţa, paralel cu ele dar cu direcție inversă, în culise, s-a produs afundarea masivului cristalino-mezozoic al Maramureșului.

După plonjul cordilierei axul ei a rămas marcat la suprafață printr-o prelungire de lungime aproximativ egală cu a segmentului pienin respectiv paralel, așa numita Zonă a klippelor maramureșene (Kruglov și Smirnov, 1967; Kruglov și Kusmitscheva, 1968). Acestea reprezintă însă klippe sedimentare cu calcare și dolomite mezozoice, Jurasic în facies de tip Stramberg, Cretacic de factură urgoniană. Sursa acestor elemente ar putea fi Pînzele Transilvane erodate. În seria sedimentară bucovinică din Carpații orientali termenii sincroni sînt prezenți în alte faciesuri, mai apropiate de cele pienine: Tithonic-Neocomianul în faciesul pelagic al stratelor cu *Aptychus*, iar Barremian-Albianul în facies de Wildflysch.

Geologii sovietici includ în zona klippelor maramureșene un pachet gros de sedimente cretacice și paleogene cu structură generală monoclinală (dar și cu unele complicații interne) și anume: suitele cretacice Șoimul, Puchov, Jarmuta; formațiunile eocene Metov, Șopur și Dragov (Dabaghian, Kruglov, Smirnov, 1966). Partea sudică a acestei benzi monoclinale este pe alocuri răsturnată prin încălecarea klippelor pienine care au avansat dinspre sud (Beer și Bysova, 1967).

În mod normal ar trebui ca această bandă să reprezinte continuarea spre vest a depozitelor cretacice și paleogene de bordură din Maramureșul românesc: gresii și conglomerate (în muntele Cristina) și gresii cuarțitice

Institutul Geologic al României

cu exogire, gresii marnoase și marne cu inocerami, conglomerate cu rudiști, marne cenușii și roșii cu inocerami și globotruncane, gresii cu orbitoizi; conglomerate de Prislop—Sulov, calcare cu numuliți etc.

Dintre acești termeni unii aflorează în zona klippelor maramureșene din Ucraina transcarpatică, în zona de ieșire la zi a cordilierei maramureșene din apropierea frontierei R.S.R.—U.R.S.S. : stratele de Șoimul, comparabile cu gresiile și conglomeratele din muntele Cristina; marnele cu inocerami (— Puchov); stratele de Jarmuta, echivalente cu stratele cu orbitoizi din munții Lăpușului; conglomerate și strate de Velicobansc, echivalente ale faciesului eocen marginal (Hloponin, 1959; Dabaghian et al., 1966). Alți termeni însă, între care flișurile de Metov, Șopur și Dragov, au echivalenți în Maramureșul românesc numai în centrul fosei.

Rezolvarea acestei neconcordanțe rămîne un obiectiv al cercetărilor viitoare. În legătură cu ea remarcăm că, la ieșirea de pe teritoriul românesc, depozitele marginale eocene de tip Podhale suportă anormal flișul cretacic-paleogen al solzului Petrova (marne de Puchov și fliș de Petrova- Benatina). Acest fliș a fost ridicat și împins către est, peste depozitele oligomiocene de tip Borșa-Krosno care umplu golful Ruscova, pînă la contactul cu cordiliera cristalină.

Or, este posibil ca linia de încălecare a flișului peste depozitele de bordură din Maramureșul românesc să se continue și în Ucraina transcarpatică, continuînd și acolo raporturi anormale între solzi superiori cu klippe pienine (de rabotaj?) (Dolgoïe-Novoselița) și solzi inferiori, ei înșiși suprapuși tectonic și mascînd depozitele de bordură (deducție din datele publicate recent de Kruglov, Kulchitsky, Petrashkevitch și Sovchik, 1968). În orice caz soluția preconizată de Beer și Bysova (1967, fig. 1), de a suda zona klippelor maramureșene cu subunitatea Kochanowce (cea mai internă subunitate a zonei Magura), ni se pare forțată, ca de altfel și unora dintre geologii sovietici (Vialov, 1965). Nerealistă ne apare și concepția lui Andrusov (1968) după care unitatea Magura se continuă în Maramureșul românesc prin subunitatea numită Kyjov-Zemplin (fig. 8, după Andrusov, 1968 — fig. 3).

După dispariția spre nord-vest a cordilierei maramureșene (sau tocmai datorită acestei dispariții) contactul tectonic între Carpații interni și externi devine și mai complicat.

În cercul geologilor carpatini a început să circule ideea asupra existenței unei puternice sucțiuni în zona acestui contact. Dar posibilitățile de observație sînt limitate din cauza acoperirii transgresive cu depozite neogene sau cu piroclastitele din Vihorlat.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Alexandrowicz S., Birkenmayer K., Scheibner E., Scheibnerova V. (1968) Comparison of Cretaceous Stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Geosynclinal Furrow. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Géol.*, XVI, 2. Warszawa.

Andrusov S. (1931) Stratigraphie de la terminaison ouest du Flysch de Podhale. *Vest. st. Geol. Ustavu* VII. Praha.

— (1933) Sur la rélation des Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. *Vest. st. Geol. Ustavu* IX. Praha.

— (1938) Etude géologique de la zone des Klippes internes des Carpates occidentales, 3-e partie: Tectonique (avec „Une courte description stratigraphique de la zone des Klippes"). *Rozpravy stratniho Geol. Ustavu Cesko-Slov. Rep.*, IX.

— (1953) Étude géologique de la zone des klippes internes des Karpates occidentales (4-e partie: Dogger et Malm; 5-e partie: Crétacé). *Geol. Prace* 34. Bratislava.

— Scheibner E. (1960) An outline of the prezent state of knowledge about the geology of the kilppen belt betwen Vlára and Tvordsin. *Geol. Sbornik* XI, 2. Bratislava.

— Köhler Ed. (1963) Nummulites, faciès et développement prétectonique des Karpathes occidentales au Paléogène. *Geol. Sbornik* XIV, 1. Bratislava.

— (1965) Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VII. Paris.

— (1968) Grundriss der Tektonik der Nordlichen Karpaten. *Verlag Slow. Akad. Wissensch.* Bratislava.

Anton S. (1943) Sur la présence des klippes piénines dans le nord de la Transylvanie. *Acad. Roum., Bull. Sect. Sc.* XXV, 10. București.

Atanasiu L. (1956) Geologia regiunii Petrova-Sighet (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XL. București.

— (1956b) Cercetări geologice în regiunea muntelui Hudin. *D. S. Com. Geol.* XL. București.

Aubouin J. (1959) À propos d'un centenaire: Les aventures de la notion de Géosynclinal. *Rév. Geogr. Phys., Géol. Dyn.* II, 2.

— (1961) Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), III. Paris.

— (1965) Geosynclines. Developments in Geotectonics. 1 Amsterdam. London—New York.

Batjes D. (1958) Foraminifera of the Oligocene of Belgium. *Inst. Royal des Sciences Naturelles de Belgique, mém.* 143.

Băncilă I. (1965) Sur la tectonique des Carpathes orientales. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII-th Congr. Reports, Part I. Sofia.

Beer N. A., Bysova S. L. (1967) Les nouvelles données sur l'articulation des zones tectoniques et faciales de la partie interne des Karpathes sovietiques. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VIII Congr. I. Beograd.

Beudant F. S. (1822) Voyage minéralogique et géologique pendant l'année 1818. 3 vol., 1 vol. planches. Paris.

Bieda Fr. (1931) Essai de stratigraphie du Flysch de Podhale, Karpates polonaises. *Bull. Serv. Géol. Pol.* VI, 4.

— Horwitz L. (1935) Compte-Rendu des recherches sur les Foraminifères du Flysch de la zone piénnine des Klippes. *Posiedz. Nauk. P. Inst. Geol.* 42. Warszawa.

— (1947) La stratigraphie du Flysch des Carpathes centrales polonaises basée sur les grands Foraminifères. *Ann. Soc. Géol. Pol.* XVI. Krakow.

— (1963) Larger Foraminifera of the Tatra Eocene. *Inst. Geol. Prace.* Warszawa.

Institutul Geologic al României

— (1963 b) Septième niveau de grands Foraminifères dans le Flysch des Karpathes Polonaises. *Ann. Soc. Géol. Pol.* XXXIII, 2. Krakow.

Birkenmayer K. (1960) Geology of the Pieniny klippen belt of Poland. *Jahr. geol. Bundesanst.* 103 Wien.

— (1963) Esquisse de la stratigraphie du Mésozoique et du Paléogène dans la zone des klippes piénines en Pologne. *Inst. Geol. Biul.* 182, X. Warszawa.

— (1965) Outlines of the geology of Pieniny klippen belt of Poland. *Ann. Soc. Géol. Pol.* XXV, 3. Krakow.

Birkenmayer K., Pazdro O. (1968) On the so-called „Sztolnia Beds" in the Pieniny klippen belt of Poland. *Acta Geol. Pol.* XVIII, 2.

Bleahu M. (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al rîului Ruscova (Munții Maramureșului). *D. S. Com. Geol.* XLV. București.

Bleahu M., Bombiță G., Kräutner H. (1968) Harta geologică a României scara 1 : 200 000, foaia 4 (Vișeu). Institutul Geologic. București.

Bogdanov A., Muratov M., Khaïne V. (1958) Un aperçu sur la tectonique et l'histoire de l'évolution des Carpates occidentales. *Izv. Viz. Ulșestv. Zav. Geol. Razv.* 1. Moskva.

Bombiță G. (1964) Observations et propositions concernant la nouvelle division de l'Eocène. *Mém. BRGM* 28, 2. Paris.

— (1966) Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț—Poiana Botizii. *D. S. Com. Geol.* LII. București.

— Moisescu V. (1968) Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie. *Mém. BRGM* 58, 1. Paris.

— (1969) Addendum à l'article „Données actuelles... "*Mém. BRGM* 59. Paris.

Boué A. (1833) Coup — d'œil d'ensamble sur les Carpathes, le Marmarosh, la Transylvanie et certaines parties de la Hongrie (rédigé d'après les journaux de voyage de feu M. Lill de Lilienbach). *Mém. Soc. géol. Fr.* I, 1. Paris.

Bystricky J., Biely A. (1966) Ubersicht des geologischen Aufbaues der West-Karpathen. *Karp.-Balk. Geol. Assoz.*, Stratigr. Kommis. f. CSSR. Kolokv. ü. d. Stratigr. d. Trias. Excursionführer. Praha—Bratislava.

Cicha I., Senes I. (1968) Sur la position du Miocène de la Paratéthys centrale dans le cadre du teritoire de l'Europe. *Geol. Sbornik* XIX, 1. Bratislava.

Contescu L. (1968) Préflysch et Postflysch, deux formations géosynclinales syndiastrophiques. *Ann. Soc. Géol. Pol.* XXXVIII, 1. Krakow.

Dabaghian N., Kruglov S., Smirnov S. (1966) Schema stratigrafii Melovih i Paleoghenovih otlajenii zakarpatskih utiosov. *Biul. M. O-va Isp. Prirodi*, Otd. Geol. XLI, 2.

Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* XXXIX.

— (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților orientali. *D.S. Com. Geol.* L, 1.

Dragu V., Edelstein O. (1968) Asupra prezenței Pannonianului la nord și est de Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. Geol*, LXIV, 1.

Drooger C. W. (1964) Les transgressions du Miocène inférieur en Aquitanie. *Curs. y Conf. Inst. „Lucas Mallada"* IX, Madrid.

Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului (nordul depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petrol și Gaze* III. București.

Institutul Geologic al României

Dumitrescu I. et al., (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *Ann. Com. Géol.* XXXII. Bucarest.

Dumitrescu I., Marinescu Fl. (1965) Harta geologică a României, scara 1 : 100 000, foaia Tg. Lăpuș. Institutul Geologic București.

Dumitrescu I., Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates roumaines et de leur avant-pays. *Ann. Com. Géol.* XXXVI. București.

Dzulynski St., Slaczka A. (1958) Directional structures and sedimentation on the Krosno beds (Carpathian flysch). *Ann. Soc. Géol. Pol.* XXVIII. Krakow.

Dzulynski St., Smith A. (1964) Flysch facies. *Ann. Soc. Géol. Pol.* XXXIV, 1—2.

Eames F. E., Clarke W. J. (1967) A Palaeocene Heterostegina. *Palaeontology* vol. 10.

Filipescu M. (1967) Geologia Carpaților orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., ser. Geol.* I, 12. București.

Gasiorowski S. M. (1962) Aptychy from the Dogger, Malm and Neocomian in the western Carpathians and their stratigraphical value. *Studia Geologica Polonica* 10. Warszawa.

Gheorghian M., Iva M., Gheorghian Mihaela (1967) Considerații asupra genului Spirialis. *D. S. Com. Geol.* LIII, 2. București.

Gheorghian Mihaela, Gheorghian M., Iva M. Foraminifere aglutinante din stratele de Hida. Sub tipar. *Mem. Com. Geol.* XIV. București.

Gherasi N., Bombiță G., Kräutner H., Vasilescu Al. (1967) Harta geologică a României scara 1 : 200.000, foaia 3 (Baia Mare). Institutul Geologic. București.

Gignoux M. (1950) Géologie stratigraphique. Masson, Paris.

Granau H. (1965) Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. *Ecl. geol. Helv.* 58, 1.

Halichi B. (1963) The tectonics of Podhale. *Ann. Soc. Géol. Pol.* XXXIII, 3. Krakow.

Hauer Fr. Ritter von, Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.

Haug E. (1920) Traité de Géologie II. Les périodes géologiques. Paris.

Hloponin K. L. (1959) Paleogen rahovsko-peninskoi zoni vostocinih Karpat. *Trudi Ukr. NIGRI* nr. 1. Kiev.

Hofmann K. (1879) Bericht über die im östlichen Theile des Szilagyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közlony* IX, 5—6. Budapest.

— (1881) Bericht über die im Nordvestsiebenbürgischen Grenz-gebirge und Umgebung, im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közlony* XI. Budapest.

— (1883) Bericht über die im Sommer 1882 im süd-ostlichen Theile des Szatmárer comitates Ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Közlony.* XIII, 1—3. Budapest.

— (1887) Geologischen Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Preluca and über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland. *Jahresb. d. kgl. ung. Anstalt* für 1885. Budapest.

Horwitz L. (1935) Essai de raccordement des unités tectoniques des Carpates orientales avec celles des Carpates occidentales. *Bull. Serv. Géol. Pol.* VIII, 3. Warszaw.

— (1935 b) Nouvelle coupe schématique de la zone Piénnine des Klippes (Carpates polonaises). *Bull. Serv. Géol. Pol.* VIII, 3.

— (1963) Geological structure of the Pieniny Mountains. *Inst. Geol. Prace* XXXVIII.

Hottinger L. (1962) Les genres Operculina et Heterostegina et leur utilité stratigraphique. *Coll. sur le Paléogène.* Bordeaux.

Institutul Geologic al României

— (1966) Heterostegina, Grzybowskia et Spiroclypeus néogènes du Maroc. *Comit. on medit. Neog. Stratigr.*, Proc. 3-d Sess. in Berne. Leiden.

Hottinger L., Schaub H. (1964) Les séries paléogenes de quelques bassins méditerranéens. *Mém. BRGM* 28, 2. Paris.

Housa V., Scheibner E., Stranik Z. (1963) Tithonian Stratigraphy of western Carpathians. *Geol. Sbornik* Slov. Akad. XIV, 1.

Iliescu G., Iliescu M., Georgescu D., Georgescu I. (1967) Asupra prezenței Cretacicului superior în bazinul inferior al rîului Vișeu (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* II, 3. București.

Iorgulescu T. (1955) Microfauna unor profile din Sedimentarul zonei eruptive Baia Mare. *D. S. Inst. Geol.* XXXIX. București.

Istocescu D. (1964) Asupra genului Balantium în stratele de Buzaș de la Libotin. *D. S. Inst. Geol.* XLIX, 2. București.

Istocescu D., Ionescu G. (1969) Geologia părții de nord a Depresiunii Pannonice (Regiunea Oradea-Satu Mare). *D. S. Inst. Geol.* LV. București.

Joja T., Alexandrescu Gr., Bercia I., Mutihac V., Dimian M. (1968) Harta geologică a României scara 1 : 200 000, foaia 5 (Rădăuți). Institutul Geologic. București.

Juhász A. (1970) Flysch-like formation of the Great Hungarian Plain. *Acta Geol., Acad. Scient. Hung.* 14. Budapest.

Kay M. (1951) North-American Geosynclines. *Geol. Soc. Am., Mem.* 48.

Kober L. (1931) Das alpine Europa und sein Rahmen. Ein geologisches Gestaltungsbild. Borntraeger. Berlin.

Koch A. (1880) A Csibles és Olahlápos vidéké zölnkó-andezite inek üj petrographiai vizsgálata. *Földt. Kozl.* X. Budapest.

— (1894; 1900) Die Tertiärbildungen des Beckens des Siebenbürgischen Landestheile. I Theil, Paläog. Abth. 1894; II Theil, Neog. Abth. 1900.

Körössy L. (1958) Contribuții la studiul geologic de profunzime al micii cîmpii ungare (rezumat). *Földt. Közl.* 88. Budapest.

— (1959) The flysch-like formation of the Great Hungarian Basin. *Földt. Közl.*, 89, 2.

— (1964) Tectonics of the Basin areas of Hungary. *Acta geol.* VIII, 1—4. Budapest.

Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Ser. Geol.*, XIII, 2. București.

Kräutner Th. (1930) Cîteva date asupra geologiei munților Rodnei și Bîrgăului cu o privire critică asupra literaturii geologice asupra acestei regiuni. *D. S. Inst. Geol.* XII. București.

— (1934) Ein Senonvorkommen bei Săcel in der Marmarosch. *Verh. u. Mitt. Sieb. Vereins f. Naturwiss. zu Hermannstadt* 83—84. Sibiu.

— (1937) Revision des schistes cristallins du massif de Preluca (Monts Lăpuș). *C. R. Inst. Géol.* XXI. Bucarest.

— (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *Ann. Inst. Géol. Roum.* XIX. Bucarest.

Kruglov S. S., Smirnov S. E. (1967) Comparative characteristics of geological structure of Marmaroch and Pieniny Klippen zones in the Soviet Carpathians. *Karp.-Balc. Geol. Assoc., VIII-th Congr.*, Beograd.

Kruglov S. S., Kulchitsky J. O., Petrashkevitch M. I., Sovchik J. V. (1968) Some data on the deep structure of the Transcarpatian foredeep and the Pienine zone (Summery). *Geol. Sb. Lvov. geol. obsch.* 11. Lvov.

Institutul Geologic al României

Kruglov S. S., Kusmitscheva E. (1968) New data on the coral fauna of Marmarosh Klippes (Transcarpathian) (Summery). *Mejv. Resp. Nauc. Sb., Lvovsk. Univ.* Lvov.

Ksiazkiewicz M. (1961) Sur quelques analogies lithostratigraphiques entre les Carpathes roumaines et polonaises. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Géol. et Géogr.* X, 1. Warszawa.

— (1963) Evolution structurale des Carpathes polonaises. Livre à la mém. du prof. Fallot 2, *Soc. Géol. France*, Paris.

Lăzărescu V. (1966) Cercetări geologice între Someș și Lăpuș, la nord-vest de Dej. *Autoreferat la teza de doctorat.* Inst. de Petrol, Gaze și Geologie. București.

Lesko B. (1960) Paläogen der Klippenzone in der Ostslowakei. *Geol. Sbornik* XI, 1. Bratislava.

— Samuel O. (1965) Sur quelques traits stratigraphiques et lithologiques du Paléogène de la Slovaquie orientale. *Carp. Balk. Geol. Assoc., VII-th Congr.* Rep. II, 1. Sofia.

— Samuel O. (1968) The Geology of the East Slovakian Flysch. *Slov. Akad. Vied.* Bratislava.

Lilienbach Lill de (1833) Journal d'un voyage géologique en Bukovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. In A. Boué; Coup d'œil... *Mém. Soc. géol. Fr*, I, 1. Paris.

Maslakova N. (1955) Stratigrafia i fauna mielkih foraminifer paleogenovih otlojenii Vostocinih Karpat. Gosgeoltechizdad. Moskva.

Motaș I. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (bazinul văii Iza). *D.S. Com. Geol.* XL. București.

Muratov M. V. (1947) Tektoniceskoe polojenie polosia Karpatskih utesov (Klipov). *Vopr. teorel. i pikl. geol.* 1. Moskva.

— (1949) Tektonica SSSR. Tom II: Tektonica i istoria razvitiia alpiinskoi geosinklinalnoi oblasti iuga evropeiskoi ciasti SSSR i kopredelnih stran. Moskva-Leningrad.

Murgeanu G. (1941) Repartition du faciès à Rosalines dans les Carpates et les Balcans. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXV. Bucarest.

Mutihac V. (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomirești—Botiza. *D. S. Com. Geol.* XL. București.

— (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodu (Moldova). *Acad. RPR, Stud. Cerc. geol.* IV, 2. București.

Năstăseanu S. (1956) Contribuții la cunoașterea Miocenului din regiunea Sighet—Ocna Șugatag. *D. S. Com. Geol.* XL. București.

Patrulius D. (1956) Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei). *D. S. Com. Geol.* XL. București.

Patrulius D., Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în valea Vișeului și în împrejurimile Săcelului (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XXXIX. București.

Patrulius D., Motaș I., Bleahu M. (1960) Gheologhiceskoe stroeniie rumînskovo Maramureșa. *Karp.-Balk. Assoț.*, I Kongr., 1. Kiew.

Patrulius D., Popescu Gr. (1960) Faţiia Wildflişa i osadocinîie utesi Bukovint i Maramureșa. *Karp. -Balk, Assoț., I Kongr.*, 3. Kiev.

Paucă M. (1955) Sedimentarul din zona de la nord și est de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX. București.

— (1963) Division en districts géologiques de la dépression transcarpatique Lăpuș-Someș. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., V-e Congrès*, IV, Bucarest.

Institutul Geologic al României

Păt ruț I. (1952) Geologia regiunii Beclean. *D. S. Com. Geol.* XXXI. București.

Posea Gr. (1962) Țara Lăpușului. Edit. Științifică. București.

Posepny Fr. (1862) Bericht über das mittlere Lápos-Gebiet v. 1862. *Jahr. d. k. k. geol. Reichanst.*, XII B. Wien.

Primics G. (1886) Die trachytischen Gesteine des Láposer Gebirges. *Földt. Közl.* XVI. Budapest.

Radomski A. (1958) The sedimentological charakter of the Podhale flysch. *Acta Geol. Pol.* VIII, 3.

Rauser-Chernoussova M. D. (1966) Zur frage des Zonenbegriffes in der Biostratigraphie. *Ecl. geol. Helv.* 59, 1. Bassel.

Răileanu Gr., Saulea Em. (1953) Paleogenul din regiunea Cluj și Jibău (NW-ul Bazinului Transilvaniei). *An. Com. Geol.* XXIX. București.

— Patrulius D., Bleahu M., Năstăseanu S. (1968) Aspecte fundamentale ale geologiei Mezozoicului din România. *An. Inst. Geol.* XXXVI. București.

Rusu A., Popescu G. (1965) Contribuții la stratigrafia Miocenului inferior din nord-vestul bazinului Transilvaniei. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geograf., Ser. Geol.* II, 2. București.

Sachs K. N. (1957) Restudy of some Cuban larger Foraminifera. *Contrib. Cushm. Found.* 8, 3. New York.

Samuel O., Salaj J. (1963) Contribution to Paleogene of Myjavska Pahorkatina vicinity of Povazska Bystrica, Zilina and Eastern Slovakia. *Geol. Sbornik* XIV, 1, Bratislava.

Săndulescu M. (1966) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului. *D. S. Com. Geol.* LII, 2. București.

Schaub H. (1963) Über einige stratigraphisch wichtige Nummuliten-Arten. *Ecl. geol. Helv.* 55, 2. Basel.

Scheibner Er. (1965) Review of Jurassic stratigraphy of the west Carpathian Klippen belt in Slovakia. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII-th Congr. Rep. II, 2, Sofia.

— Scheibnerova V. (1967) Some problems of the Cretaceous Stratigraphy in the west Carpathian Klippen belt. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comenianae* Ser. Geol., 12.

Scheibnerova V. (1965) Review of the Cretaceous Stratigraphy of the west Carpathian Klippen belt in Slovakia. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII-th Congr., Rep. II, 2. Sofia.

Semaka Al. (1955) Geologia regiunii Grădiniță-Lunca Ilvei (Sedimentarul Munților Bîrgău). *D. S. Com. Geol.* XXXIX. București.

Senes J. (1964) Preuves de l'équivalence du Chattien et de l'Aquitanien, basées sur les recherches géologiques dans la dépression intercarpatique. *Curs. y Conf. Inst. „Lucas Mallada"* IX, Madrid.

Sigal J. (1949) Sur quelques foraminifères de l'Aquitanien des environs de Dax; leur place dans l'arbre phylétique des rotaliiformes. *Rev. Inst. franc. Pétr.* IV, 5. Paris.

— (1950) Les genres Queraltina et Almaena (Foraminifères), leur importance stratigraphique et paléontologique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), XX, Paris.

— (1961) Existe-t-il plusieurs stratigraphies? *Bull. trim. Serv. inform. géol.* 13, 51.

Slavin V. I. (1963) Triasovie i iurskie otlojeniia Vostocinih Carpat i Pannonskovo sredinnovo massiva. Gosgeoltehizdat. Moskva.

Sokolowski St. (1965) Geological investigation and meetings in the Pieniny Mountains. *Ann. Soc. Géol. Pol.* XXXV, 3.

Institutul Geologic al României

Stanciu V. (1955) Contribuţii la tectonica Cristalinului Preluca (Munţii Maramureşului). *D. S. Com. Geol.* XXXIX. Bucureşti.

Stille H. (1953) Der Geotectonische Werdegang der Karpathen. *Beihefte Geol. Jb.* 8, Hanover.

Swidzinski J. (1962) Sur la forme structurale de la zone des Klippes piénines des Karpates. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér, Géol. Geogr.* X, 3. Warszawa.

Szadeczky I. (1930) Munţii ascunşi din nord-vestul Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol.* XIII. Bucureşti.

Szentes F. (1958) Carte tectonique de la Hongrie, ech. 1 : 500 000. Budapest.

Şuraru N. (1952) Contribuţie nouă la cunoaşterea microfaunei stratelor de Hida. *Acad. RPR (Cluj), Stud. Cerc. St.* III, 1—2. Cluj.

Tollmann Al. (1968). Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen—Karpaten Orogens. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18 Bd. Wien.

Uhlig V. (1903) Uber die Klippen der Karpathen. *C. R.* IX *Congr. Geol. Int.* Wien.

— (1907) Uber die Tektonik der Karpathen. *Sitzber. d. k. k. Ak. d. Wiss.*, 116 Bd. Wien.

Vadász E. (1960) On the problem of the Hungarian median „massif". *Ann. Univ. Sci. Bud., sect. Geol.* IV. Budapest.

Vialov O. S. (1961) Scurtă privire asupra tectonicii Carpaţilor sovietici. *Assoc. géol. Carp. Balc.* V-e Congr. vol. III. Bucarest.

— (1965) Magurska zona v zahidnii ciastini Zakarpatia. *Geol. Jurnal* XXV, 1, Moskva.

Zapalowicz H. (1886) Eine geologische Skizze der ösleer Theile der Pokutisch-Marmaroscher Grenz-Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichanst.* XXXVI Bd. Wien.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ÉTUDES GÉOLOGIQUES DANS LES MONTS LĂPUȘ

(Résumé)

Dans les conclusions de la première étape de ses études sur la zone des klippes internes des Carpates Occidentales D. Andrusov (1938, p. 128) supposait que la solution pour mettre d'accord ses propres opinions avec celles de son compatriote Horwitz se trouverait sur le territoire de la Roumanie: „Pour mettre en lumière les relations qui existent entre la zone des klippes et les éléments tectoniques des Carpathes orientales, il faudra attendre que l'ensemble des Carpathes roumaines soit parfaitement étudié. Aujourd'hui on peut dire seulement que la zone des klippes est une unité plus interne que la zone du Stoh — Cernahora et la zone est-carpathique du Marmaros".

Le présent mémoire traite de la stratigraphie et de la structure géologique d'un périmètre couvrant des secteurs de la Transylvanie et du Maramureș (bassin moyen et supérieur de la rivière du Lăpuș). L'élément géologique principal de cette région est la zone avec des affleurements piénines des environs des villages de Poiana Botizii, Ungureni, Bloaja et Botiza.

Afin de mieux préciser les relations entre le flysch paléogène, accumulé dans la fosse du Maramureș et la suite sous faciès épicontinental de Transylvanie, l'auteur a effectué des recherches aussi dans la région située au S du massif de Preluca, entre les villages Tg. Lăpuș et Boiu, région formée de dépôts paléogènes de bassin.

La carte géologique couvre une surface d'environ 540 km².

La partie septentrionale de la région, correspondant à la fosse, présente un relief montagneux, dominé par des appareils volcaniques assez récents; le secteur méridional, épicontinental, représente un plateau à altitude moyenne.

L'aperçu historique commence par quelques remarques sur les études de la première partie du XIX^{e} siècle effectuées dans la région (Beudant, Lilienbach, Boué — — fig. 1) ainsi que sur les recherches de la seconde partie du XIX^{e} siècle (Pošepny, Hauer et Stache, Hofmann — fig. 2, Zapolowicz, Koch). Il renseigne également sur le fait que durant la première moitié du XX^{e} siècle la littérature géologique est assez discrète sur la structure géologique des Monts Lăpuș. En même temps l'auteur souligne l'apport fondamental de Hofmann à la connaissance du Paléogène épicontinental.

Dans cette région l'auteur a continué les recherches entreprises par Anton, Bleahu et Dimitrescu, Dumitrescu — fig. 3, Mutihac et Lăzărescu.

Stratigraphie

L'analyse stratigraphique a été traité de manière à esquisser l'évolution géologique de la région: socle ± rigide, couverture plastique du flysch et molasse post-nappe (voir

Institutul Geologic al României

fig. 7, pl. XX et légende de la carte géologique). On y a distingué quatre cycles de sédimentation revenant à quatre étages structuraux.

Permo-Trias (?). Les éléments que l'on présume représenter des restes du premier cycle alpin de sédimentation — la couverture sédimentaire primaire reposant sur un soubassement métamorphique — sont constitués de grès quartzitiques rose-violacé, de calcaires spathiques et de dolomies grises remaniés dans les conglomérats basaux transgressifs (du Sénonien supérieur et de l'Éocène moyen) ou régressifs (de la molasse helvétienne de Hida).

Jurassique-Néocomien. Le second cycle de sédimentation est représenté par des roches allochtones d'âge jurassique supérieur — néocomien, constituant cinq klippes de rabotage au front de la nappe de Botiza et, secondairement, par des éléments dans les conglomérats et les brèches du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

La suite des klippes tectoniques contient des termes qui se distinguent par la prédominance des éléments pélagiques sous faciès méditerranéen thermophile : calcaires compacts à pâte fine, de type Biancone, fait qui permet à établir des équivalences avec les faciès piénines méridionaux de Pologne (Pieniny ou Branisko) et aussi avec les couches de Svaliav de l'Ukraïne transcarpatique.

L'étude présente l'analyse litho- et biofaciale de la plus importante des klippes de Poiana Botizii, celle de la vallée de Vărăștina (fig. 4), constituée de : calcaires microdétritiques ou oolithiques gris, en plaquettes, contenant de petits fragments de roches basiques remaniées et des intercalations lenticulaires de radiolarites ; calcaires marneux verdâtres à concrétions siliceuses ; schistes marno-calcaires griotte avec des concrétions locales siliceuses contenant des *Aptychus* (pl. I, II, III) : *Punctaptychus punctatus, Lamellaptychus beyrichi fractocosta, Laevilamellaptychus beyrichi* var. *fractocosta, Laevilamellaptychus inflexicosta cinctus, Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus latobliquus, Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus*) *obliquus* ; fragments de bélemnites et d'ammonites ; calcaires blancs, massifs, pélitomorphes, à texture compacte et à diaclases fines, contenant des infusoires tintinnides : *Calpionella alpina, Calp.* ex gr. *eliptica, Crassicolaria intermedia, Crass. massutiniana, Tintinnopsella carpatica, Tintinnopsella* cf. *T. longa*, ainsi que des *Saccocoma, Stomiosphaera, Nannoconus, Globochaele* et *Fibriosphaera* (pl. XIII).

L'ensemble de la faune trahit le Tithonique avec quelques survivants du Kimméridgien et des renouvellements fauniques berriasiens. Il s'agit d'une condensation stratigraphique due au faciès pélagique mais, surtout, d'une „condensation" tectonique.

Afin d'expliquer la présence des concrétions siliceuses au sein de la succession piénine on évoque le principe de l'évolution du magmatisme géosynclinal.

Les klippes jurassiques d'origine sédimentaire (olistolithes) se rencontrent dans la plupart des formations pséphitiques superjacentes, transgressives (brèches et conglomérats basaux sénoniens, éocènes et miocènes) ou regressives (molasse oligo-miocène).

Le troisième cycle de sédimentation correspond à l'évolution géosynclinale de la fosse depuis le Crétacé moyen jusqu'au Burdigalien (intervalle post-autrichien — anté-styrien).

Crétacé. Ce système contient trois formations sous faciès de fosse géosynclinale (les trois premiers faciès cités ci-après) et deux sous faciès de bordure (les deux derniers).

La brèche basale (0,3—1 m), transgressive et polygène, est une accumulation des principales roches jurassiques du soubassement. Elle affleure au confluent du ruisseau Vărăștina et de la rivière Poiana (fig. 4).

Institutul Geologic al României

L'horizon des marno-argiles gris noirâtre, avec de rares éléments microfauniques, a été traversé par le forage d'exploration de Baia Mare (en dehors de la région étudiée) sur une épaisseur de 500 m, dans une zone d'écailles couverte par des couches néogènes. Cette formation crétacée y repose directement sur le soubassement cristallin à 1900 de profondeur. Elle est finement gréseuse et finement micafère, à texture curbicorticale, avec des zones de microbrèches ou de véritables brèches tectoniques, avec des zones d'écrasement et des surfaces de friction. Selon toute vraisemblance ce sont les pélites qui prédominent dans ces couches. L'association micropaléontologique à *Ticinella*, *Hedbergella et Rotalipora appenninica* revient à l'Albien supérieur (Vraconien)-Cénomanien. Les formations équivalentes des Carpates occidentales et centrales sont les „marnes argileuses litées, gris foncé, à Globigérines et sphérosidérites" (Andrusov), „Green marls with *Globotruncana*" (Brikenmayer) et les couches de Tissal de l'Ukraïne Transcarpatique (Dabaghian, Kruglov, Smirnov).

L'horizon suivant, nommé l'horizon des marnes briques de type Puchov, fait suite au précédent dans le forage de Baia Mare. Mais ce même horizon surmonte transgressivement (après l'intercalation de la brèche signalée plus haut) les klippes jurassiques de Poiana Botizii (fig. 4 et 5).

Cet horizon, épais d'environ 100 m, représente une succession assez monotone de marnes, marno-argiles, par endroits marno-calcaires briques, sans intercalations clastiques, contenant des foraminifères planctoniques. Il est également écrasé, aussi le clivage schisteux dissimule-t-il la stratification. Le contenu micropaléontologique (à *Praeglobotruncana stephani*, *P. helvetica*, *Praeglobotruncana* cf. *P. renzi*, *Rotalipora*, *Thalmanninella*; *Globotruncana linnaeana*, *G. lapparenti* div. sous-espèces, *Stensiöina*, *Marssonella*; *Globotruncana arca*, *G. stuarti*; *Abathomphalus mayaroensis* etc.) viennent à l'appui de la continuité stratigraphique — donc du fonctionnement ininterrompu de la fosse de Maramureș — depuis l'Albien supérieur-Cénomanien durant le Turonien et le Sénonien.

Les couches à orbitoïdes représentent une formation néritique, transgressive, équivalente et synchrone aux couches de Jarmuta. C'est un faciès latéral (de bordure) de la partie supérieure des marnes de Puchov. La formation débute par des pséphites polymictiques, des paraconglomérats et des parabrèches à grains variés, faiblement triés et consolidés; suivent des microconglomérats et des microbrèches, des grès grossiers durs et rugueux à orbitoïdes, enclaves de marnes limonitiques et concrétions ferrugineuses. Les termes basaux passent dans un horizon supérieur pararythmique, avec des grès fins, micafères, foliacés et curbicorticaux, avec des enclaves marneuses, concrétions limonitiques et impressions d'Algues.

Les fossiles caractéristiques sont les Orbitoïdes (pl. IV et XIV): *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides minor*, *L. socialis*, *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*, *Clypeorbis mammillata* etc; en association on rencontre des Microforaminifères planctoniques maestrichtiens à *Abathomphalus mayaroensis*.

Dans des affleurements situés en dehors de la région investiguée (sur le bord intérieur des golfes de Borșa et de Ruscova), cependant présents comme éléments dans les conglomérats miocènes de la région de Lăpuș, nous mentionnons des grès à *Exogyra columba*, des marnes à *Inoceramus labiatus* et des conglomérats à *Vaccinites sulcatus* et *Durania* sp. (pl. XII) correspondant aux formations d'Orlové et de Upohlav des Carpates Occidentales.

L'ouvrage souligne l'impossibilité d'établir des analogies faciales entre les formations crétacées post-albiennes de la fosse de Maramureș et celles synchrones du flysch carpatique externe.

Institutul Geologic al României

Paléogène. Le Nummulitique des Monts Lăpuș revêt trois faciès ; un faciès de flysch typique dans la fosse, un faciès marginal de bordure et un faciès épicontinental (de bassin). Le premier surmonte en succession continue les marnes briquès maestrichtiennes, les deux autres sont transgressifs par les étages moyens du système. L'Oligocène marque une uniformisation faciale générale de ces trois zones.

Danien-Paléocène. Au toit des couches de Puchov de l'écaille 3 de Poiana Botizii on a séparé un sous-horizon de passage lithologique, épais d'environ 10 m, entre le Crétacé et le Paléogène. Il est constitué d'une alternance décimétrique de marno-argiles griotte violacés et gris verdâtres, finement sableuses, micacères et friables, avec des niveaux gréseux, minces et durs, contenant des Foraminifères arénacés et rarement planctoniques (*Globorotalia elongata*, *Glr. velascoensis*, *Glr. membranacea*).

L'Éocène sous faciès de flysch (flysch de Tocila-Secul). Ce flysch représente une pile assez puissante de dépôts terrigènes rythmiques (950—1150 m), constituée de turbidites granoclassés en alternance avec des dépôts pélagiqus. On y trouve aussi des niveaux ou des horizons microconglomératiques, gréseux ou à prédominance pélitique. La formation est un équivalent des flysch de Petrova (L. Atanasiu), de Benatina (Lesko) et de Myjava (Andrusov et Kohler).

Ce flysch comprend trois horizons :

L'horizon inférieur (600—700 m) témoigne d'une stratonomie de flysch typique (pl. XVIII). Il est constitué par un paquet rythmique de grès et marno-argiles verdâtres avec des zones griottes, contenant des bio- et des mécanoglyphes. La présence tout à fait accidentelle de l'intervalle basal grossier-graveleux (algolithes -bioclastites) à la partie inférieure des couches de grès est très importante car il renferme de grands Foraminifères (pl. V, VI, VII, VIII, IX, XV) : *Nummulites*, *Orbitolites*, *Spiroclypeus*, *Operculina*, *Operculinoides*, *Alveolina*, *Heterostegina*, *Grzybowskia*, *Assilina*, *Discocyclina*, *Actinocyclina* et *Asterocyclina*.

Cet horizon contient des fossiles caractéristiques à l'Éocène inférieur : *Nummulites partschi*, *N. planulatus*, *N. burdigalensis*, *Operculina canalifera*, *Alveolina rugosa*, *Assilina placentula*, *Discocyclina roberti*.

L'horizon moyen représente un épisode terrigène grossier, fluxoturbiditique (200—250 m), dont les éléments ne sont que faiblement triés. Entre les zones de grès s'interposent des couches minces argilitiques et foliacées. La faune, assez rare, est d'âge éocène moyen (pl. VI) : *Nummulites uranensis*, *Nummulites* ex gr. *N. perforatus*, *Nummulites* ex gr. *N. millecaput*, *Assilina exponens*.

L'horizon supérieur (150—200 m) est constitué principalement par des marnes et des marno-argiles verdâtre-gris, sans stratification évidente. Il contient une microfaune planctonique („marnes à *Globigérines*"). Les couches de grès, calcaires et dures, contiennent de rares Nummulitidés caractéristiques à l'Éocène supérieur (pl. VI) : *Nummulites fabianii*, *Spiroclypeus* cf. *S. carpathicus*, *Operculina alpina*.

L'Éocène moyen sous faciès de bordure. Épais de 50—70 m, l'Eocène marginal affleure en boutonnières de sous la couverture transgressive des couches oligo-miocènes. Il est formé par des roches à caractère bioclastique, reposant en discordance sur le Crétacé supérieur sous-jacent sous le même faciès.

Les affleurements de cet horizon, dont le plus important est celui de Piatra Pintii des environs de Poiana Botizii (fig. 6), représentent des témoins d'érosion d'un dépôt de bordure de la fosse. L'Éocène sous faciès de bordure correspond aux couches de Podhale.

Institutul Geologic al României

On y a séparé trois horizons, dont un basal formé de conglomérats et brèches, englobés dans une matrice marneuse ou sablo-calcaire à *Nummulites millecaput* et *Assilina exponens*; un horizon de passage, dont la lithologie et la stratonomie sont ambiguës, formé de marnes et de marno-calcaires algo-concrétionnaires; et un horizon de calcaires de type calcaires construits: calcaires détritiques et organoclastiques, calcaires à Nummulites et à Discocyclines, calcaires à Algues et à Bryozoaires, calcaires coralligènes (pl. XV et XVI).

L'horizon dans son ensemble a été attribué au Biarritzien à partir des espèces suivantes: *Nummulites striatus*, *N. beaumonti*, *Nummulites perforatus* et *Nummulites millecaput*.

Il faut souligner que tout comme les dépôts crétacés, ceux paléogènes de fosse et de bordure apparaissent sous des faciés différents par rapport aux dépôts synchrones du flysch est-carpatique.

L'Éocène sous faciès épicontinental. L'Éocène de bassin contient surtout des roches carbonatées riches en fossiles, plaquées sur le flanc méridional du massif cristallin de Preluca. Dans la région étudiée affleurent les termes suivants:

Le grès de Racoți (10—15 m) laissant voir une structure clastique-microconglomératique, fortement cimentée, contenant des lumachelles de Lamellibranches et de grands Foraminifères (pl. XVII): *Nummulites garnieri* et *N. praefabianii*. Le grès de Racoți est le principal constituant du Napocien dans la région (Napocien — terme complémentaire du Priabonien type dans le cadre de l'Éocène supérieur).

Les grès et les conglomérats fluvio-lacustres de Turbuța (30—50 m) représentent une formation détritique grossière et azoïque, non-triée, avec stratification massive mais obscure, ordinairement entrecroisée, faiblement cimentée et avec des auréoles d'oxydes de fer. Les couches de Turbuța représentent un épisode continental au sein du Napocien.

Les calcaires à *Nummulites fabianii* (Napocien + Priabonien) sont un équivalent de l'Éocène supérieur sous des faciès différenciés aux environs de Cluj. Les couches, épaisses d'environ 50 m, sont représentées par des calcaires de type grossier, néritiques et biodétritiques, algolites et miliolites, lumachelles bioclastiques et marnocalcaires coquillers; des calcaires à Bryozoaires, Algues et Polypiers, calcaires nummulitiques, calcaires pseudonoduleux et schistes calcaires (pl. XVIII). Sur toute son épaisseur l'horizon contient des fossiles, qui vers les niveaux supérieurs deviennent de plus en plus abondants: Mollusques, Échinides, Bryozoaires, Polipiers, Foraminifères, Algues. Un trait caractéristique est constitué par le groupe de *Nummulites praefabianii* (dans les niveaux basaux), *N. fabianii* (dans les niveaux moyens, la plus grande partie de l'épaisseur de 35—40 m), *N. problematicus* (dans les niveaux supérieurs). L'association contient aussi: *N. incrassatus*, *N. pulchellus*, *Orbitolites*, *Halkyardia* etc.

Oligocène de la fosse. Les couches de Valea Carelor du Maramureș n'affleurent que localement, dans le secteur de NE de notre carte géologique (la vallée de Botiza Maramureșului). Elles sont constituées par des schistes argileux ou des argiles marneuses gris foncées en alternance rythmique avec des grès fins, curbicorticaux, à mécanoglyphes, et avec des lentilles ou des couches minces d'ankérite, schistes dysodiliques avec des restes de poissons, des argiles noires et des argilites compactes bitumineuses. Nous considérons que le contenu fossilifère marin de ces couches (Mollusques et grands Foraminifères) a été remanié aux dépens des formations de l'Éocène marginal ou épicontinental. Il en est de même, à notre avis, en ce qui concerne les fossiles éocènes de leurs équivalents des Carpates Occidentales (couches de Zakopane).

Institutul Geologic al României

Dans la dépression de Maramureș les couchs de Valea Carelor revêtent, par endroits, le faciès des argiles littorales à blocs resédimentés.

Oligocène épicontinental (de bassin). Les couches de Curtuiuș (5—7m) contiennent des lumachelles blancs, friables, à intercalations de schistes charbonneux, de schistes marneux facilement sujets à la désagrégation et, en moindre mesure, des grès calcaires, des lumachelles marins à Mollusques (*Tympanotonos, Polimesoda, Pirenella, Pitar*), Polypiers et Foraminifères; des calcaires lacustres avec des concrétions siliceuses à *Planorbis* et à fructifications de *Chara.*

Les couches de Ciocmani représentent la principale formation oligocène d'origine marine des Monts Lăpuș. Elles contiennent des calcaires gréseux gris, des calcarénites, des calcaires marneux, des lumachelles minces. Elles abondent en Mollusques (pl. X, XI et XVII): *Angulus benedeni nysti, Crassostrea cyatula, Cardium transsylvanicum, Polymesoda convexa vapincana, Chlamys subtripartitus, Cordiopsis incrassata, Calista villanovae, Pinna margaritacea, Ampullinopsis crassatinus, Crommium angustatus, Potamides scalaroides, Babylonia caronis,* accompagnés de *Nummulites budensis.* C'est ce contenu paléontologique qui nous autorise à confirmer l'âge et les équivalences des couches de Ciocmani, établis par Hofmann, avec les couches de Castelgomberto.

Les couches de Ileanda Mare représentent le faciès dysodilique du Rupélien du domaine carpatique. La formation contient deux horizons: de Bizușa (10—15 m), constitué de marnocalcaires jaunâtres à Ostracodes, Cardiidés (pl. XII) et restes de poissons; et de Ileanda (35 m) formé essentiellement de schistes argileux papyracés, finement micacés, bitumineux, sulfureux, à efflorescences de sels et de cristaux de gypse. C'est un épisode à caractère euxinique, expirant, de superconcentration, abiogène, lagunaire, dont le matériel initial seriat une vase sulfureuse. Quant aux fossiles ce sont les restes de poissons qui prédominent.

Les couches de passage du Paléogène-Néogène. Couches de Valea Lăpușului. Leur caractère général ingréssif, leur lithologie très uniforme à partir du SW (zone épicontinentale) vers le NE (zone de la fosse) et, en ce même sens, leur caractère chronologique compréhensif sont les traits saillants de ces couches mises en évidence déjà par Hofmann et Koch.

La formation occupe tout l'intervalle d'entre les couches de Ileanda Mare, qui constituent son mur, et la molasse de Hida, qui constitue son toit. Elle se développe sous trois faciès:

Le faciès marneux affleure sur le flanc septentrional du synclinal de Vima, entre les villages Vima Mare et Rohia. Il est formé par des marnes et des argiles grises, avec des teintes jaunâtre-beige ou bleuâtres, tantôt finement sableuses tantôt compactes, en lits vaguement concentriques-concrétionnaires, se débitant en éclats longs et tranchants, avec des concrétions limonitiques et rares intercalations de grès en couches minces vers la partie inférieure.

Dans un faciès intermédiaire les marnes acceptent des intercalations de grès sombres, dont l'épaisseur est variable, à grains moyens et vaguement triés. C'est le faciès qui fait transition vers la formation gréseuse de Buzaș, moins compréhensive et développée au S de la vallée du Someș.

Le troisième faciès, détritique-grossier, nommé pararythmique, développé au N des localités de Tg. Lăpuș-Dămăcușeni-Rogoz-Suciu, a des correspondants stratonomiques dans les couches de Borșa de Maramureș et les couches de Krosno des Carpates Occidentales. Ce faciès

Institutul Geologic al României

surmonte de manière ingressive et dissimule la zone de bordure. Cependant, dans le secteur de fosse de notre carte, la formation repose en continuité de sédimentation sur les couches de Valea Carelor (fig. 7).

Les dépôts de ces couches correspondent à un stade avancé de comblement de la fosse. Les affinités faciales avec la suite de Tarcău-Fusaru des Carpates Orientales sont frappantes : même pâle contraste entre les caractères lithologiques des différentes sections de la suite.

La formation débute, en base, par des conglomérats et des brèches polygènes et lenticulaires à stratification effacée. La succession, épaisse de 600—800 m, est constituée, pour la plupart, de pararythmes de grès non triés et de marnes finement sableuses ou de marno-argiles à lamination parallèle. Les intercalations pélitiques sont minces, papyracées-dysodiliques, ou sont absentes étant substituées par des diasthèmes. On rencontre fréquemment des concrétions siliceuses et des accumulations de charbons ou de schistes charbonneux — roches absentes ou très rares dans le flysch véritable — enclaves de marnes brunes remaniées intraformationnel. La cimentation faible emprunte aux affleurements un aspect ruiniforme.

Age. Les foraminifères de grande taille, exclusivement mégasphériques, sont remaniés de l'Éocène moyen et supérieur, tout comme ceux contenus par les formations synchrones de Borșa et de Krosno.

Les marnes de Valea Lăpușului qui affleurent dans la vallée de Imoasa (Fînețe), dans les environs des villages de Vima Mare et de Dolheni, abondent en microfossiles *in situ*. On peut trouver dans les premiers 70 m de cette formation *Almaena*, *Globoquadrina* et *Globigerinoides*. Cette association représente l'unité biostratigraphique de l'extrême base du Miocène. Elle est en corrélation avec l'Aquitanien de la région type, synonyme de l'Egérien supérieur de la Paratéthys.

L'évolution de la microfaune continue avec des Ptéropodes (Gheorghian, Iva, Gheorghian; Istocescu) et des Foraminifères benthiques du Burdigalien (Eggenburgien) : *Spiralis*; *Robulus*, *Globigerina*, *Globoquadrina*, *Globigerinoides*.

Les couches supérieures de la formation reviennent au Burdigalien supérieur et représentent un correspondant de l'horizon des marnes de Chechiș de la région de Cluj, dont elles diffèrent cependant par leur microcontenu moins riche (effet paléoécologique).

Helvétien. Couches de Hida. Les dépôts de ces couches représentent la molasse typique du bassin de Transylvanie : alternances pararythmiques de grès marneux et calcaires (parfois faiblement cimentés, donc facilement sujets à la desagrégation), en alternance avec des marnes finement sableuses et calcaires, saupoudrées par endroits de sels exudés. On rencontre souvent des zones grossières, d'aspect concrétionnaire (trovants), des traces d'érosion subaquatique (de dragage, de tassement différentiel) et des intercalations lenticulaires de charbons (indices des conditions de sédimentation).

Presque toutes les formations du soubassement sont représentées dans les conglomérats de cette molasse. Les quelques restes de macrofossiles sont en position allochtone : nummulites de l'Éocène moyen épicontinental et une molaire d'*Indricotherium* (pl. XII) remaniée de l'Oligocène).

Dans le bassin de Transylvanie le dépôt des couches de Hida représente le principal effet sédimentaire de la phase orogénique styrienne.

Le toit de la formation se trouve au-delà de la limite méridionale de notre carte.

Le quatrième cycle de sédimentation représente l'évolution géologique des Monts Lăpuș, après l'inversion de la fosse, durant le Miocène-Pliocène, et se caractérise par l'accumulation d'une molasse post-nappe.

Institutul Geologic al României

Tortonien supérieur. L'étage est transgressif et supporte, en continuité de sédimentation, le Sarmatien. Le Pannonien suit d'une manière transgressive-ingressive. Probablement en dessous du Pannonien et des roches éruptives, le Tortonien ne se persiste que sous forme de lambeaux isolés.

Il est représenté par des grès tendres, légèrement calcaires, par des grès blancs siliceux, par des calcaires toujours blancs, finement gréseux et organogènes et, vers la partie supérieure, par des marnes très sombres, finement micacées ou par des schistes argileux bruns. Les calcaires renferment: *Chlamys* (*Aequipecten*) *elegans*, *Picnodonta cochlear navicularis*, *Ostrea digitalina*, *Lithothamnium*, Globigérines, Miliolidés, Alvéolinidés etc. (pl. XVII).

Sarmatien. Cet étage est représenté par une succession d'argiles schisteuses ou des marnes noirâtres, durcies, affectées par endroits par le thermométamorphisme; par des marnes brun foncées à intercalations de grès gris clair, faiblement cimentés, localement à concrétions gréseuses; par des zones ingressives à conglomérats polymictiques, dépourvus de stratification, et par des marnes remaniées. La gîte fossilifère de Izvorul Conciului renferme *Modiolus sarmaticus*, *Cardium pium*, *Ervilia*, *Mactra*.

Pannonien. Ces derniers temps on a découvert dans la région, au N du village de Băiuț, des sédiments pannoniens: grès et marnes à *Congeria zsigmondyi* et *Congeria partschi* (Dragu et Edelstein).

Pléistocène et Holocène. Le Quaternaire est représenté par des dépôts de terrasse peu développés sur le cours supérieur et moyen du Lăpuș; par des glacis largement développés sur le pourtour du périsynclinal de Vima; par des latérites situés sur la plateforme de calcaires priaboniens de Boiu-Răzoare; par des terrasses d'érosion à Poiana Botizii et Strîmbu; par des éboulis de roches néo-éruptives dans le N de la région.

Analyse des éléments structuraux

La zone de la fosse comprend deux nappes-écailles de faible ampleur (charriage de cisaillement) à vergences méridionales: nappe de Botiza (Dumitrescu) et nappe de Lăpuș (Patrulius) (voir la planche XX et les cartes géologiques).

La nappe-écaille de Botiza est l'unité supérieure de la région, probablement l'exagération vers l'W de la faille de Rodna. Dépassant les dépôts compétents de bordure cette faille change de faille gravitationnelle en faille inverse. Elle recoupe la couverture de flysch tout en facilitant son décollement au niveau des marnes rouges sénoniennes. À Poiana Botizii la nappe-écaille a des caractères d'écoulement. Elle est large d'environ 7 km avec un rejet stratigraphique de 1600—1800 m et avance le long d'une ligne de 25 km, poursuivable de l'E à l'W. Deux digitations constituent cette nappe, dont celle inférieure est fracturée en cinq écailles. L'écaille supérieure contient, en base, cinq lames jurassiques de rabotage, la plus importante affleurant à Poiana Botizii, dans le vallon de Vărăștina. La digitation supérieure représente le corps proprement dit de la nappe percée par de nombreux necks.

La nappe-écaille de Lăpuș représente le parautochtone de la nappe précédente. Dans le secteur oriental (entre les vallées Roaia et Sălăuța, outre les limites de la carte) elle contient une succession de dépôts de flysch d'âge surtout éocène moyen et supérieur qui supportent, à leur tour, une pile de roches de facture molassique d'âge oligocène ou oligocène-miocène.

Institutul Geologic al României

Dans le secteur occidental la nappe contient des dépôts de bordure séparés par des discordances (couches à Orbitoïdes, Éocène marginal biodétritique—para-récifal, Oligocène et Miocène à dépôts pararythmiques). Ce secteur à été mécaniquement entraîné dans le charriage mais apparemment par „solidarité géochronologique" que par des affinités lithofaciales. Le glissement sur la surface de décrochement de l'écaille pourrait être mis, au moins en partie, sur le compte de la poussée exercée par la nappe de Botiza. De ces deux digitations celle supérieure a dévancé celle inférieure. La largeur minimum du charriage est de 8 km, il est poursuivable sur un front de 35 km et son rejet stratigraphique est de 800 m.

Dans le domaine marginal on remarque une structure anticlinoriale qui rejoint les horst de Rodna et de Preluca. Cette structure est constituée par des plis mineurs, larges et symétriques, à faible pendage. Elle est partiellement le résultat du moulage du relief et des structures du soubassement, mais on la met surtout sur le compte d'un large plissement de la masse de roches comprimées entre les horsts de Preluca et de Ineu au S et le front de la nappe de charriage de Lăpuș au N.

La zone épicontinentale de la région reflète une tectonique de couverture: homocline à faible pendage et failles gravitationnelles normales orientées approximativement de l'E à l'W. Les principaux éléments sont la faille de Preluca, responsable du soulèvement de 500—600 m du flanc septentrional du bloc de Preluca (bloc à pendage vers le S), le synclinal perché de Vima (large, évasé et asymétrique) et la voûte anticlinale mise à jour par l'érosion dans quelques fenêtres de dimensions réduites qui longent les vallées situées dans le SW de la région.

Remarques tectoniques générales en Maramureș

Étant un domaine marginal de la fosse, la région présente des caractères structuraux mixtes, plastiques et cassants. Le fond tectonique du Maramureș est ruptural (Kräutner, Paucă). Les structures plissées de la couverture, tout comme les effusions néogènes, sont l'écho de la fragmentation du soubassement.

Si la fosse de Tissa (Maramureș-Szolnok) est amorcée et se développe au cours de la phase autrichienne (Körössy, Szentes, Vasas) la principale phase tectonique dans le secteur de Maramureș a été cependant celle styrienne.

Dans l'ensemble tectonique de la fosse de Maramureș les deux nappes-écailles des Monts Lăpuș représentent un effet de l'exhaussement et de la poussée vers l'E du bloc de Petrova. C'est justement cet exhaussement qui a permis à l'énorme pile crétacée-paléogène de flysch transcarpatique d'accéder en surface de sous la couverture néogène (voir la Carte géologique de la Roumanie, feuilles 3-Baia Mare et 4-Vișeu).

Les charriages de Poiana Botizii ne sauraient constituer un élément probant sur la bilatéralité de l'orogène carpatique (Dimitrescu).

Esquisse de l'évolution géologique des Monts Lăpuș

Les Monts Lăpuș ont évolué au sein de trois unité paléotectoniques différentes (voir la fig. 7, la pl. XX et les cartes géologiques).

La zone épicontinentale revêt des faciès mixtes, mésogéens jusqu'à l'Oligocène inférieur, subseptentrionaux jusqu'au Pannonien.

L'évolution du géosynclinal est de type carpatique, en ce qui concerne l'aspect général des faciès, sans représenter cependant des termes izopiques du flysch carpatique externe.

Institutul Geologic al României

La phase tardigéosynclinale est d'âge oligocène-miocène inférieur, soulignant l'effacement des différences lithologiques des domaines carpatiques pris dans leur ensemble. Son indépendance n'est toutefois pas totale, car elle a été plus loin controlée par la paléogéographie géosynclinale préexistante.

Enfin, l'évolution post-géosynclinale, d'âge tortonien-quaternaire, présente des caractères sédimentaires pannoniens avec magmatisme final et une géographie qui prélude à l'actuelle.

Considérations sur la position de la fosse de Maramureș dans l'ensemble de la région géosynclinale carpatique

Afin d'expliquer les relations d'entre la cordillière de Maramureș et la zone piénine jusqu'à présent ont été proposées trois solutions.

La plus ancienne de ces hypothèses établissait des relations directes entre la couverture mésozoïque du massif de Maramureș et la zone piénine (U h l i g, H o r w i t z). En ce cas il est nécessaire d'expliquer les équivalences faciales entre les termes mésozoïques des deux structures ou le passage possible des faciès piénines à ceux est-carpatiques, bucoviniens (ces derniers avec du Tithonique-Néocomien sous faciès des couches à *Aptychus* et Barrémien-Albien sous faciès de Wildflysch).

La seconde hypothèse assimile les klippes de Poiana Botizii à la zone piénine des Carpates Centrales tant au point de vue stratigraphique que structural. Cette hypothèse impliquerait le rattachement du Maramureș aux Carpates Orientales (A n d r u s o v) (voir la fig. 8).

À l'avis de P a t r u l i u s il n'est pas exclu que la zone piénine soit à l'extérieur de la cordillère carpatique, étant, à présent, cachée sous le charriage de la nappe bucovinienne.

Nos conclusions (voir la planche XXI) ne regardent pas directement les relations d'entre la couverture mésozoïque des Carpates Orientales et la zone piénine. Mais de l'examen géologique des klippes de Poiana Botizii (dépôts crétacés et flysch paléogènes y compris) et de leurs relations avec la zone piénine des Carpates Centrales et Occidentales se détache une conclusion sur la position du Maramureș dans le système carpatique.

Nous avons complété, d'une part, les équivalences stratigraphiques entre les formations sédimentaires de Maramureș et leurs correspondantes des Carpates Centrales et Occidentales. Nous avons acepté, d'autre part, l'idée de la communauté paléogéographique des roches de type piénine des Carpates Internes durant l'évolution autrichienne-styrienne, sans toutefois nous engager dans des implications structurales, vu les raisons suivantes :

1. Les différents secteurs d'un domaine paléogéographique peuvent subir de façon différente les mêmes phases du diastrophisme (si effectivement ils réagissent à toutes les phases) sans aboutir obligatoirement au même type de structure.

2. La zone tectonique piénine et les klippes de Poiana Botizii ne peuvent pas s'assimiler et partant se raccorder étant, d'une part, des structures différentes et, d'autres part, mises en place au cours de phases tectonique distinctes.

Les klippes de Poiana Botizii représentent des klippes de rabotage entraînées par quelques petites nappes-écailles formées au cours de la phase styrienne ; alors que la zone des klippes piénines des Carpates Occidentales représente une structure d'un type particulier, non encore défini, selon toute vraisemblance enracinée et, surtout, plus ancienne.

3. Le rôle de barrière de la zone piénine, séparant deux domaines paléogéographiques distincts, est illustré par des différences faciales marquantes entre les suites du Crétacé supérieur et du Paléogène des unités de Magura (Carpates Externes), de Benatina-Myjava (Pié-

Institutul Geologic al României

nides) et de Podhale (Carpates Internes). En Roumanie septentrionale un pareil rôle ne saurait être attribué aux klippes de Poiana Botizii mais à la Corrdillère carpatique.

Des considérations d'ordre stratigraphique, tectonique et paléogéographique empêchent de rattacher le Maramureș aux Carpates Orientales. Il représente un secteur d'une fosse interne-carpatique, fosse de Maramureș-Szolnok, située dans le bassin moyen et supérieur de la Tisa (soubassement de la plaine de Tisa). Son évolution du Crétacé moyen au Burdigalien a été parallèle mais indépendante de celle des Carpates Orientales. La fosse de Maramureș-Szolnok a représenté l'aire d'amorçage des transgressions crétacées et paléogènes et le centre de dispersion des faunes respectives vers la Transylvanie, le Tatra d'Est et la Hongrie orientale.

Sur la corrélation tectono-faciale du Maramureș avec les Transcarpates soviétiques

Nous considérons que la zone tectonique piénine, après ses derniers affleurements en Ukraïne Subcarpatique, sur le territoire de la Roumanie plonge et disparaît. Ses formations s'ennoient sous la couverture plastique, se déplient et s'étalent, participant à la constitution du soubassement de la dépression de Maramureș, dépression évasée et comblée de flysch crétacé et paléogène sous des faciès différents de ceux des Carpates Orientales.

Quant à la cordillère de Maramureș (cristalline-mésozoïque), après son plongement vers le NW, la trace de son axe se maintient à la surface dans la Zone des klippes sédimentaires (olistolithes) de Maramureș. Les dépôts de cette zone devraient représenter normalement la continuation vers le NW des roches crétacées et paléogènes de la bordure du secteur roumain du Maramureș. Il y a cependant quelques formations mentionnées par les géologues soviétiques dans la zone des klippes de Maramureș (tout spécialement les flysch de Metov, Șopur et Dragov) qui, sur notre territoire, n'ont des équivalents que dans le centre de la fosse. Aussi sommes nous porté à présumer qu'il y a des rapports tectoniques à l'intérieur de la zone des klippes sédimentaires dans les Transcarpates soviétiques.

D'autre part, tout près de la frontière de la Roumanie avec l'URSS les dépôts de type Podhale (plaqués sur le versant interne du cristallin de Maramureș) y supportent anormalement les roches crétacées-paléogènes de l'écaille de Petrova (marnes de Puchov et flysch de Petrova-Benatina) poussées de l'W à l'E sur les dépôts marginaux, parfois jusqu'au contact avec la cordillère cristalline. Il n'est pourtant pas exclu que cette ligne de charriage ne se continue aussi en Ukraïne transcarpatique conduisant, là aussi, à des rapports mécaniques compliqués pouvant y être interprétés comme des rapports stratigraphiques normaux.

Ce sont ces déductions qui nous ont conduit à considérer comme étrange la jonction d'une sous-zone de la Magura (fût-elle la plus méridionale) avec la zone des klippes de Maramureș (Beer et Bysova, Andrusov).

Remerciements

L'auteur exprime sa gratitude à tous ceux qui l'ont aidé a réaliser cette étude : dr. D. Patrulius avec lequel il a entretenu des discussions fructueuses ; aux collègeus M. Gheorghian, V. Moisescu et Fl. Marinescu qui ont vérifié les diagnoses de quelques groupes de fossiles caractéristiques ; aux géologues dr. S. Kruglov, dr. S. Smirnov, dr. J. Kultchitzki de Lwow, prof. Birkenmayer de Cracovie, dr. Lesko de Bratislava et dr. L. Körössy de Budapest pour les informations précieuses fournies par des échanges de matériel bibliographique et cartographique.

Institutul Geologic al României

Planche XIX/ 1 et 2

Carte géologique du bassin du ruisseau Lăpuș (cours moyen et supérieur).

1, limite géologique; 2, limite géologique-morphologique; 3, limite de formation transgressive; 4, nappe de charriage (nappe-écaille); 5, digitation; 6, faille inverse; 7, faille normale; 8, décrochement; 9, direction et pendage des couches; 10, pendage des couches dans la coupe; 11, axe d'anticlinal; 12, axe de synclinal; 13—19, gîtes fossilifères; 20, coupe étudiée au point de vue micropaléontologique; 21, exploitation minière; 23, lentille de charbon; 24, source d'eau minéralisée; 25, carrière; 26, zone de dolines; 27, conglomérats, brèches; 28, klippes sédimentaires; 29, cône de déjection; 30, glissement; 31, déluvions; 32, latérites; 33, dépôts alluviaux-proluviaux; 34, direction de paléocourant; 35, surface structurale à cuesta; 36, direction de la coupe géologique; 37, forage d'exploration.

Planche XX

Colonne stratigraphique-structurale synthétique. Bassin moyen et supérieur du ruisseau Lăpuș.

Méridien de Poiana Botizii-Piatra Pintii: 1, zone de sédimentation géosynclinale, nappe-écaille de Botiza; 2, zone de sédimentation marginale, nappe-écaille de Lăpuș, parautochtone; 3, zone de sédimentation marginale-épicontinentale, autochtone.

Méridien de Botiza-Muntele Magura: 1, zone de sédimentation géosynclinale, nappe-écaille de Botiza; 2, zone intermédiaire marginale-géosynclinale, nappe-écaille de Lăpuș, parautochtone; 3, zone de sédimentation marginale, autochtone.


Méridien de Selnița: zone de sédimentation épicontinentale, bassin intraalpin.

Planche XXI

Esquisse géologique des Carpates internes. Tentative de corrélation des unités stratigraphiques-structurales. Explications dans le texte.

1, Cordillère de Maramureș. Zone cristalline-mésozoïque avec plusieurs unités tectoniques; 2, Massif hercynien médien, supposé (K o b e r, S t i l l e), non-régénéré par la tectogenèse alpine; 3, Carpates externes. Fosse du flysch crétacé-paléogène; 4, soubassement pré-tertiaire des Carpates internes; 5, zone des klippes piénines. Dans le Maramureș roumain l'unité est probablement déplissée sous la couverture de flysch; 6, fosse de Maramureș-Szolnok. Évolution post-autrichienne de type géosynclinal; 7, zone marginale de la fosse. Crétacé moyen-supérieur, Paléogène et Miocène inférieur; 8, Paléogène épicontinental dans les bassins intra-alpins: 9, molasse néogène intracarpatique; 10, molasse miocène plissée de l'avant-fosse; 11, néovolcanites subséquentes. Esquisse complétée et simplifiée d'après les cartes géologiques existantes.

Institutul Geologic al României



DESENAT ECATERINA TUDOR

Imprim. Atel. Inst. Geologic

m.Prislopul 1336
m.Vărăticul 1353
Magura Mare
m.Roții
Roata
La Comandă
d.Păltinișului
m.Plesa
Fundu Leordei
Maiurile
d.Borce
d.Macului
Ceturile
d.Boierității
Piciorul Păltinișului
Fe
Brainer
Băiuț
Prislopașul
Vărătic
m.Secul 1318
Crișmărita
Arșita
Dosul
Botiza
Gurguietul
Codru
Plișăcele
Dealul
Runcasul
Fundul Botizului
Higea Brînzei
Obcina Grindei
Obcina Vinului
Piatra Bulbucului
Rivoaia
d.Scării Dosului
m.Măgura
Fața Ripelor
Perciu
Poiana Botizii
d.Rugului
Muntele
Strîmbu
Fata Morii
Secătura
Leordea
La Băi
Piatra
Măgura Tocila
Tocila
Măguța
Zdîrcea Mare
Zdîrcea
d.Sibilei
d.Butii
d.Harilor
Arșita
Bloaja
Butieroasa
Obcina
Groapile
Pleșa
d.Hagiului
Tarnița
Obcina
Dosul Izvorului
d.Ruptilor
Zăvoaiele
d.Lorilor
Oblază
Piatra Pintii
d.Frasinei
Secătura
d.Serbotielor
Secătura Petrii
Mingetul
d.Dretenilor
Obcina
Măgura
Ungureni
Cupșeni
Gaura
Lunca
Secul
d.Streșinii
Podurăii
d.Popii
IV Pleșa
Libotin
Dosul
Secătura
Corbul
Coasta
Rogoz
H₂S
Dămăcușeni
Obreja
Ciuhu
Muncelul 638
Ptihoiul
Suciu de Jos
Suciu de Sus
Lăpuș
Podireiul
Ursoiul
Obreja
Mingetului

SEMNE

1 Limită geologică
2 Limită geologică - morfologică
3 Bază de formațiune transgresivă
4 Pînză de șariaj (Pînză - solz)
5 Digitație
6 Falie inversă, solz
7 Falie normală
8 Decroșare
9 Direcția și inclinarea stratelor
10 Înclinarea stratelor
11 Ax de anticlinal
12 Ax de sinclinal

Cuiburi fosilifere
13 Tintinnidae
14 Aptychus
15 Orbitoides
16 Nummulitidae
17 Mamifere
18 Moluște
19 Ostracode

20 Secțiune studiată micropaleontologic
21 Mină in exploatare
22 Galerie de explorare
23 Lentilă de cărbune
24 Izvor mineralizat
25 Carieră
26 Zonă de doline
27 Conglomerate, brecii
28 Klippe sedimentare
29 Con de dejecție
30 Alunecări
31 Deluvii
32 Laterite
33 Depozit aluvial - proluvial
34 Direcție de paleocurent
35 Suprafață structurală cu cuestă
36 Direcția secțiunii geologice
37 Foraj de explorare

0 500 1000 1500m

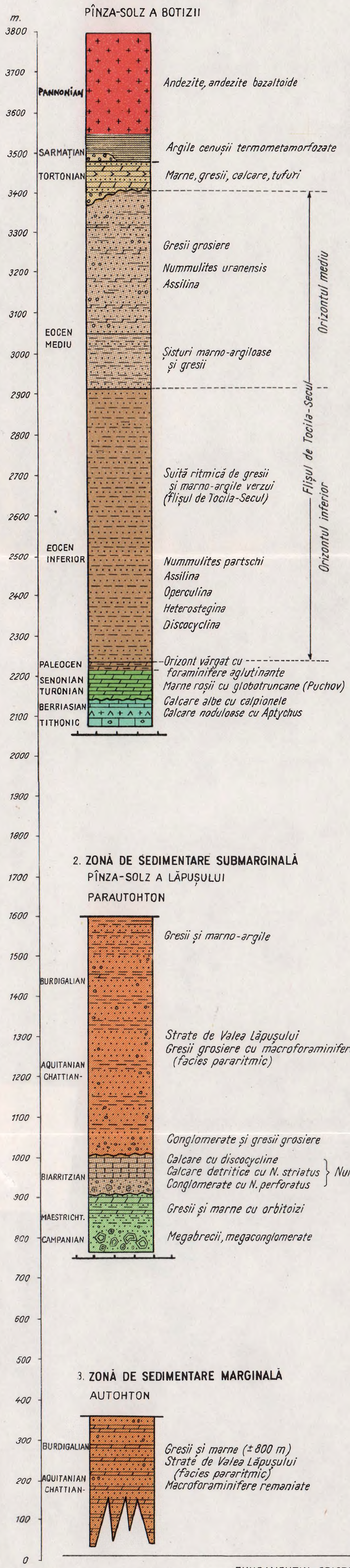
Datorită erorare de imprimare, semnele de deasupra din zona de explorare a stratelor de Valea Lăpușului au primit culoarea acestora.

Desenat Delia Petrișor
Imprim. Atel. Inst. Geologic

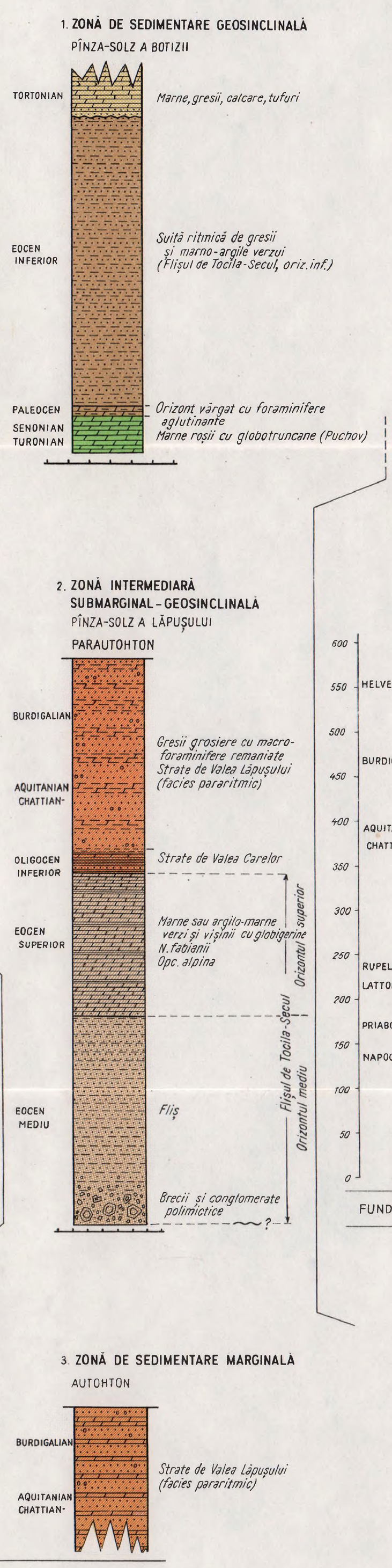
Institutul Geologic al României

COLOANE STRATIGRAFIC-STRUCTURALE SINTETICE
BAZINUL MIJLOCIU ȘI SUPERIOR AL RÎULUI LĂPUȘ

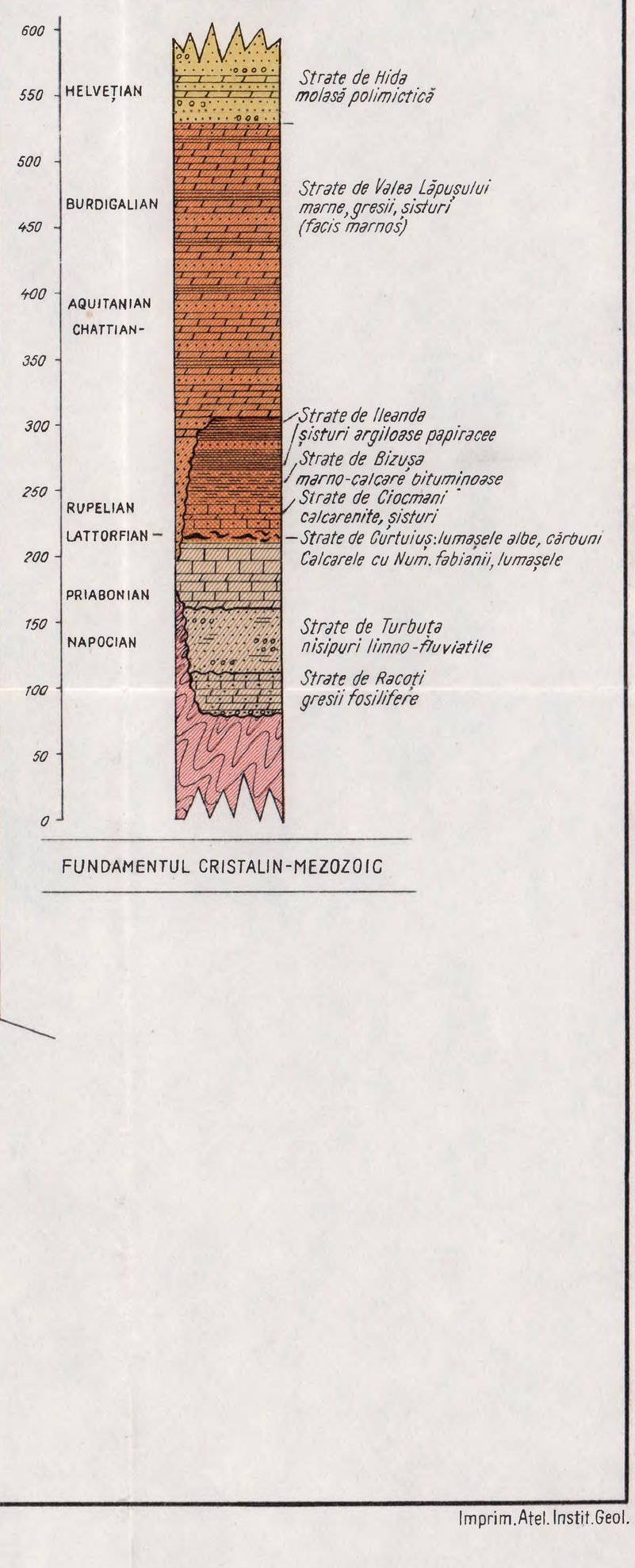
MERIDIANUL POIANA BOTIZII - PIATRA PINTII



MERIDIANUL BOTIZA - Mt. MĂGURA



MERIDIANUL SELNIȚA



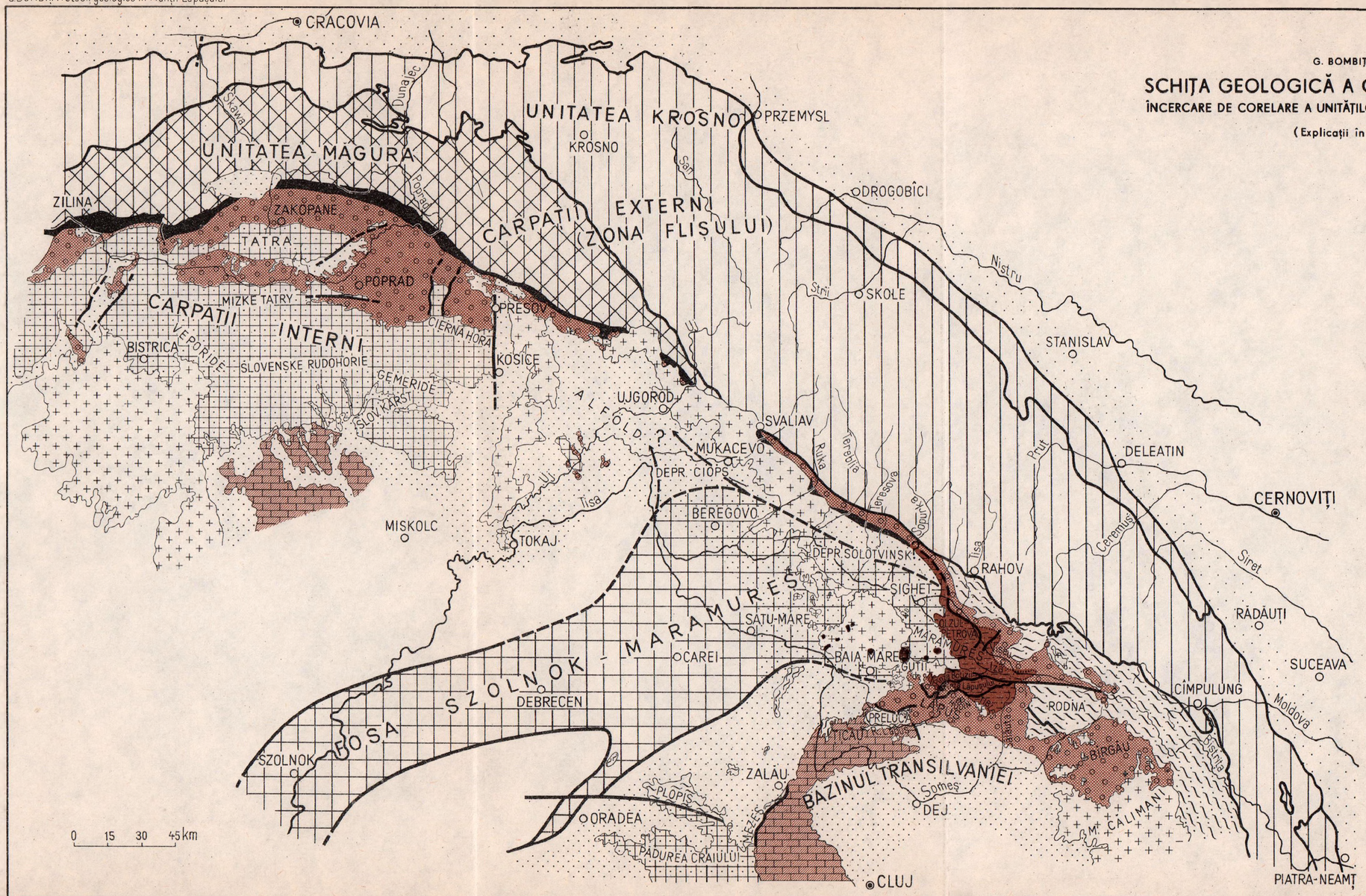
Institutul Geologic al României

G. BOMBIȚĂ

SCHIȚA GEOLOGICĂ A CARPAȚILOR INTERNI

ÎNCERCARE DE CORELARE A UNITĂȚILOR STRATIGRAFIC - STRUCTURALE

(Explicații în text)



LEGENDA

1. Cordiliera maramureșană. Zonă cristalino-mesozoică cu cîteva unități tectonice
2. Masivul hercinic median, considerat (Kober - Stille) neregenerat în tectogenezele alpine
3. Carpații externi. Fosa flișului cretacic - paleogen
4. Fundamentul preterțiar din sectoarele interne ale Carpaților
5. Zona klippelor pienine. În Maramureșul românesc unitate probabil depliată sub cuvertura de fliș
6. Fosa Maramureș - Szolnok. Evoluție post-austriacă de tip geosinclinal
7. Zona de bordură a fosei. Cretacic medio-superior, Paleogen și Miocen inferior în faciesuri marginale
8. Paleogen epicontinental în bazine intraalpine
9. Molasa neogenă intracarpatică
10. Molasa miocenă cutată a avanfosei
11. Neovulcanite subsecvente

Completări și simplificări după: hărțile geologice sc. 1 : 1.000.000 ale Cehoslovaciei, Poloniei și României; Stille, 1953; Andrusov, 1953, 1965, 1968; Körössy, 1959 - 1964; Birkenmayer, 1960, 1965; Dumitrescu et al. 1962, 1968; Swidzinski, 1962; Ksiazkiewicz, 1963; Vialov, 1965; Lesko, 1967; Kruglov și Smirnov, 1967; Beer și Bysova, 1967; Tollmann, 1968; Istocescu și Ionescu, 1969

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA 1

Aptychus din klippele jurasice în facies pienin de pe valea Vărăștina. Orizontul marno-calcarelor vișinii, pseudonodulare, cu chert-uri. Tithonic.

Aptychus des klippes jurassiques sous faciès piénin de la vallée de Vărăștina. Horizon des marno-calcaires griottes, pseudonodulaires, à cherts. Tithonique.

Fig. 1, 2. — *Punctaptychus punctatus* (V o l t z) var. *fractocosta* T r a u t h.

Fig. 3, 4, 5. — *Laevilammelaptychus* A, *inflexicosta* T r a u t h, var. *cinctus* T r a u t h.

Fig. 6, 7. — *Lamellaptychus beyrichi* (O p p e n h.) var. *fractocosta* T r a u t h.

Fig. 8, 9. — *Punctaptychus* cf. *P. montsalvensis* T r a u t h.

Fig. 10, 11. — *Lamellyptychus* cf. *L. inflexicosta* T r a u t h. Forme de trecere *L. beyrichi* (marginea simfizară) — *L. inflexicosta* (marginea externă).

Lamellaptychus cf. *L. inflexicosta* T r a u t h. Formes de passage de *L. beyrichi*, (bord symphysaire) vers *L. inflexicosta* (bord externe).

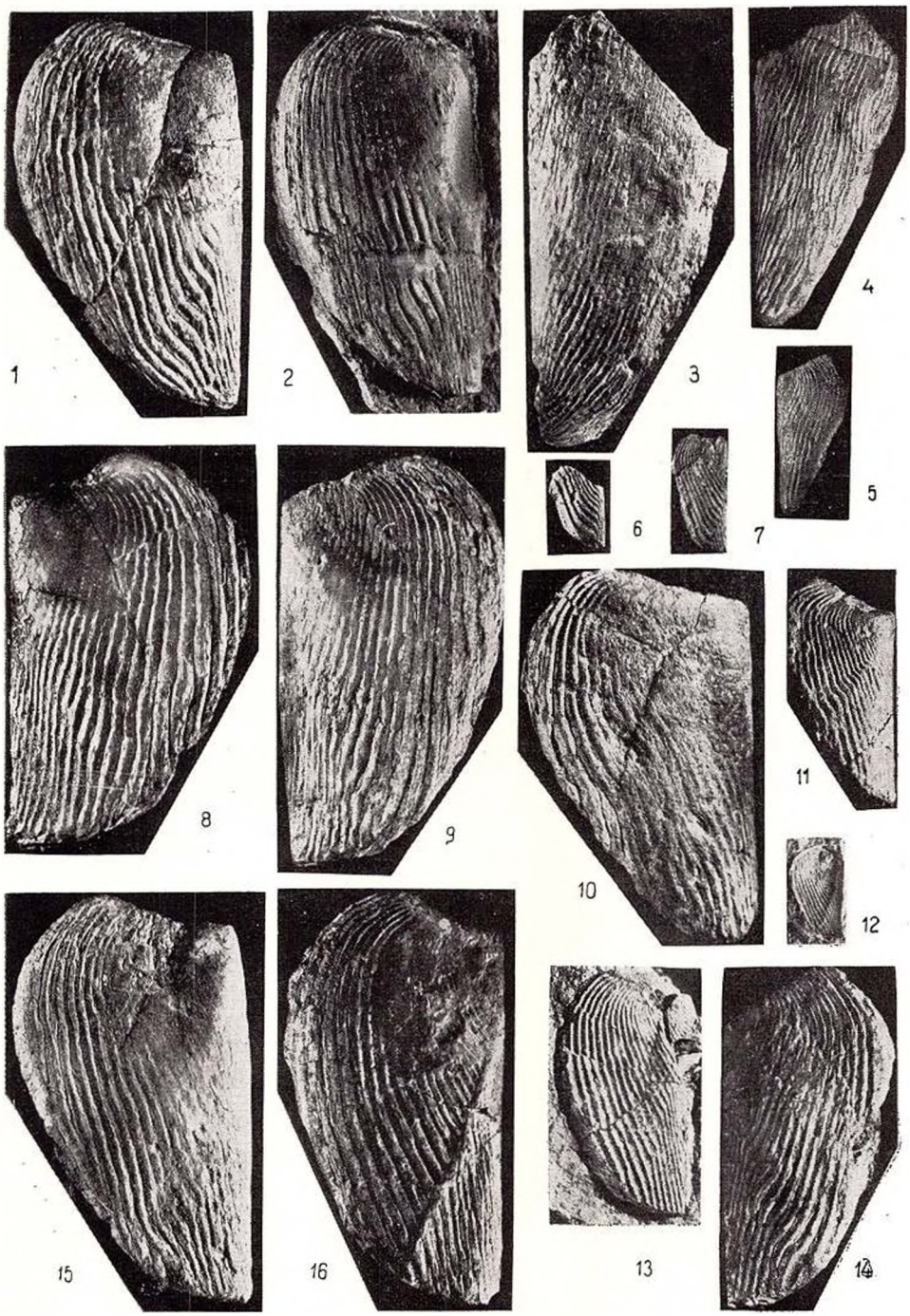
Fig. 12, 13, 14. — *Lamellaptychus beyrichi* var. *fractocosta* T r a u t h.

Fig. 15, 16. — *Punctaptychus punctatus* (V o l t z) *stricto sensu*.

Toate figurile în mărime naturală.

Toutes les figures en grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Continuare din planşa I. Suite de la planche I.

Fig. 1, 2. — *Punctaptychus punctatus* (V o l t z), var. *longa* T r a u t h.

Fig. 3. — *Lamellaptychus* sp. ex gr. *L. rectecostatus* (P e t.) emend. T r a u t h.

Fig. 4, 5. — *Lamellaptychus beyrichi* (O p p e n h.) typus.

Fig. 6. — *Lamellaptychus* cf. *L. arvae* T r a u t h.

Fig. 7, 8. — *Lamellaptychus* cf. *L. rectecostatus* (P e t.) emend. T r a u t h (după marginea externă); *Lamellaptychus beyrichi* (O p p e n h.) (după marginea simfizară). *Lamellaptychus* cf. *L. rectecostatus* (P e t.) emend. T r a u t h (selon le bord externe); *Lamellaptychus beyrichi* (O p p e n h.) (selon le bord symphysaire).

Fig. 9. — *Lamellaptychus* cf. *L. lamellosus* (P a r k.) var. *cinctus* T r a u t h.

Fig. 10, 11. — *Laevaptychus. Latuslaevaptychus* sp. 1, cu creste marginale concentrice; 2, exemplar juvenil.
Laevaptychus. Latuslaevaptychus sp. 1, muni de crêtes marginales concentriques; 2, exemplaire juvénille.

Fig. 12, 13. — *Laevaptychus. Latuslaevaptychus* sp. Foarte frecvent. Fig. 13, exemplar juvenil.
Laevaptychus. Latuslaevaptychus sp. Très fréquent. Fig. 13, exemplaire juvénile.

Fig. 14. — *Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus*) *latobliquus* T r a u t h.

Fig. 15. — *Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus*) *obliquus* T r a u t h.

Toate figurile în mărime naturală.
Toutes les figures en grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



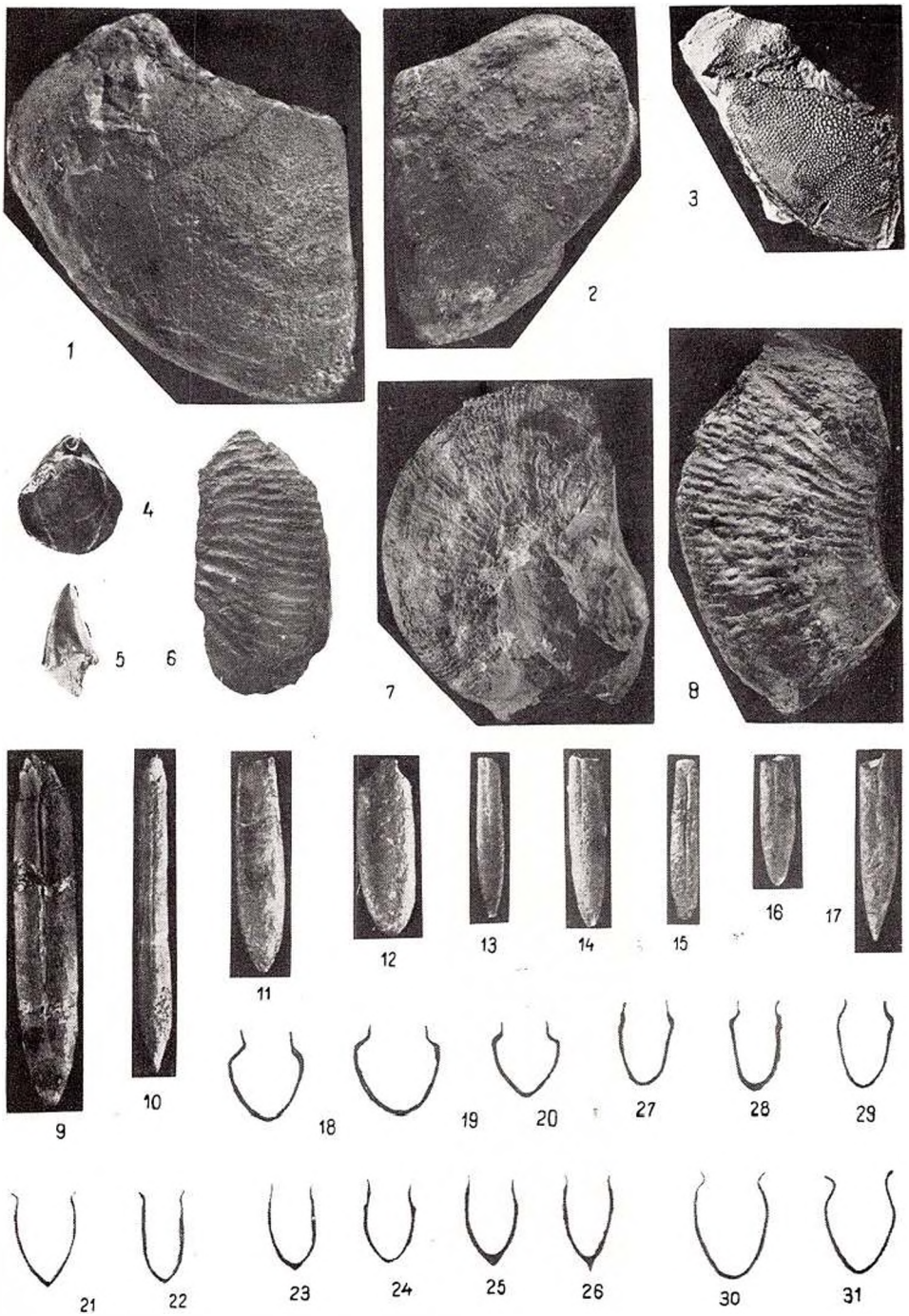
Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Elemente de macro- şi microfaună din klippele pienine de la Poiana Botizii.
Représentants de macro- et microfaune des klippes piénines de Poiana Botizii.

Fig. 1. — *Laevaptychus* (*Obliquuslaevaptychus*) *latobliquus* T r a u t h.
Fig. 2. — *Laevaptychus. Latuslaevaptychus* sp. Foarte frecvent. Très fréquent.
Fig. 3. — *Laevaptychus* (*Latuslaevaptychus*) sp. remaniat în marnele cărămizii de tip Puchov.
Laevaptychus (*Latuslaevaptychus*) sp. remanié dans les marnes briques de type Puchov.
Fig. 4. — *Terebratula* cf. *T. bieskidensis* Z e u s c h n e r.
Fig. 5. — Dinte simplu de Lamnid. Dent de Lamnidés, simple.
Fig. 6. — *Berriasella* sp., aff. *B. praecox* S c h n e i d e r.
Fig. 7. — *Sublithoceras* cf. *S. senex* (O p e l l), aff. *S. delicatulum* D o n z e & E n a y.
Fig. 8. — *Ammonites* sp.
Fig. 9—17. — *Belemnitoidea.* Reprezentanţi atribuiţi genurilor *Hibolites, Duvalia, Belemnopsis, Pseudobelus.*
Belemnitoidea. Représentants attribués aux genres *Hibolites, Duvalia, Belemnopsis, Pseudobelus.*
Fig. 18, 19, 20. — *Calpionella alpina* L o r e n z.
Fig. 21. — *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. & F i l i p).
Fig. 22. — *Tintinnopsella* cf. *T. longa* (C o l o m).
Fig. 23—26. — *Calpionella* sp., aff. *C. eliptica* C a d i s c h.
Fig. 27, 28, 29. — *Crassicollaria massutiniana* (C o l o m).
Fig. 30, 31. — *Crassicollaria intermedia* (D u r a n d-D e l g a).
Figurile 1—17 în mărime naturală. Figurile 18—31 × 250.
Figures 1—17 en grandeur naturelle. Figures 18—41 × 250.

Institutul Geologic al României



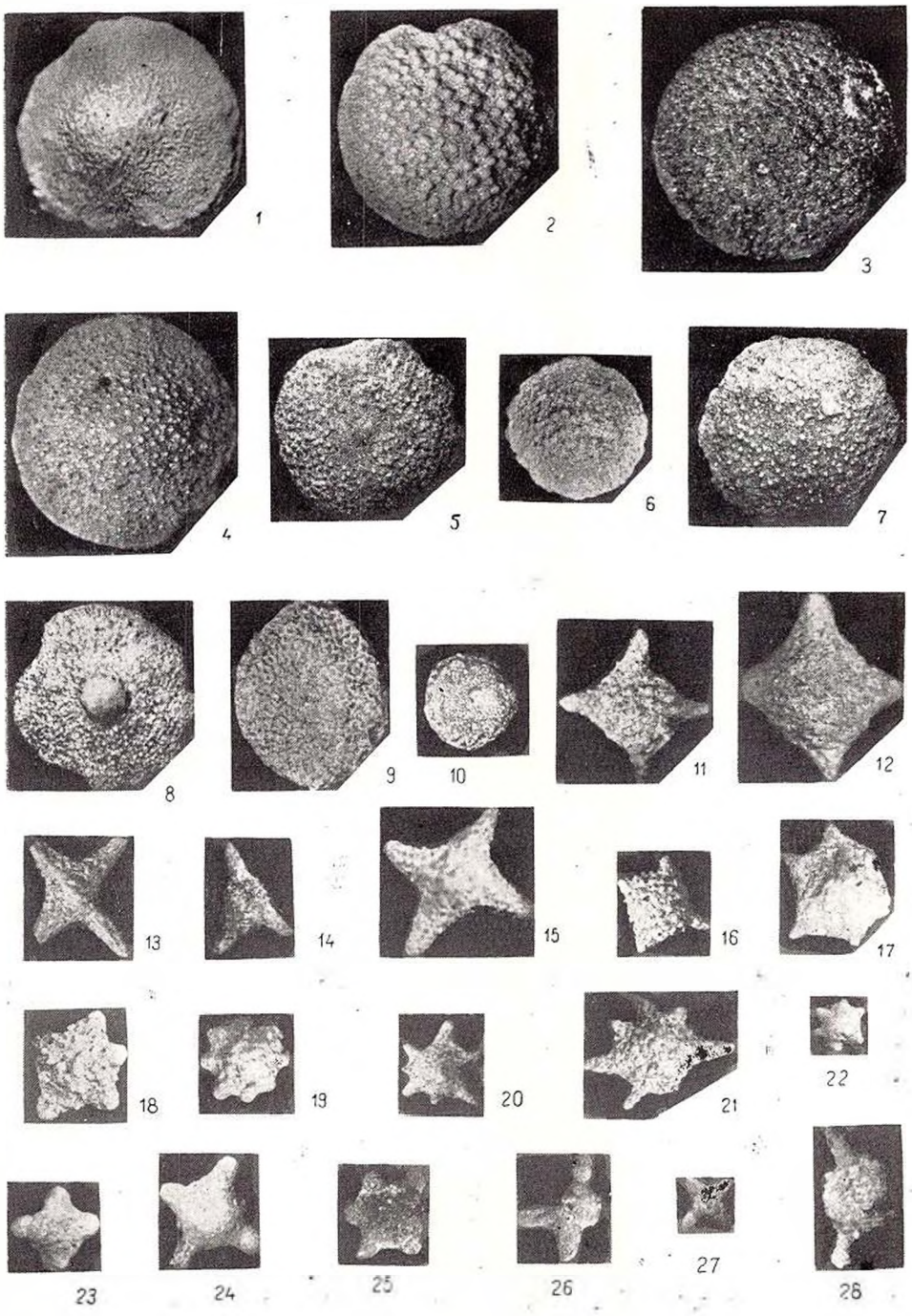
Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Foraminifere mari din stratele cu orbitoizi (Campanian-Maestrichtian).
Foraminifères de grande taille dans les couches à Orbitoïdes (Campanien-Maestrichtien).

Fig. 1. — *Orbitoides media* (d'Archiac).
Fig. 2, 3. — *Lepidorbitoides minor* (Schlumb.)
Fig. 4. — *Lepidorbitoides sociales* Leymerie.
Fig. 5. — Lepidorbitoid cu umbone central înconjurat de o zonă depresionară lisă.
Lepidorbitoide à umbo central entouré d'une zone dépressionnaire lisse.
Fig. 6. — *Lepidorbitoides socialis* Leymerie. Exemplar juvenil.
Exemplaire juvénile.
Fig. 7. — *Lepidorbitoides* cf. *L. socialis* Leymerie.
Fig. 8. — *Clypeorbis mamillata* (Schlumberger).
Fig. 9, 10 — *Omphalocyclus* cf. *O. macroporus* (Lamarck).
Fig. 11—21. — *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. *Siderolites* Lamarck *str. sensu.*
Exemplare cu 3 ... 8 spini.
Exemplaires avec 3 ... 8 épines.
Fig. 22—27 — *Siderolites* subgenul „*Calcarina*" d'Orbigny. Diferențe morfologice subgenerice. Différence morphologiques de l'ordre des sous-genres.
Fig. 28. — „*Calcarina*" cf. *C. spengleri* (Linné) după J. Hofker Sr. (1968).
Figurile 6, 9, 10 × 4; toate celelalte × 6,5.
Figures 6, 9, 10 × 4; toutes les autres × 6,5.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Foraminifere mari din flişul de Tocila-Secul. *Nummulites* din Eocenul inferior.

Foraminifères de grande taille du flysch de Tocila-Secul. *Nummulites* de l'Eocène inférieur.

Fig. 1—5. — *Nummulites partshi* De la Harpe, A. 1, suprafaţa cochiliei; 2, 4 şi 5, secţiune ecuatorială; 3, decorticare naturală.

Nummulites partshi De la Harpe, A. 1, surface de la coquille; 2, 4, 5, coupe équatoriale; 3, coquille décortiquée.

Fig. 6, 7. — *Nummulites subdistans* De la Harpe A.

Fig. 8. — *Nummulites* cf. *N. pernotus* Schaub, A. Secţiune ecuatorială naturală.

Nummulites cf. *N. pernotus* Schaub, A. Coupe équatoriale naturelle.

Fig. 9, 10. — *Nummulites* cf. *N. globulus* Leymerie. 9, formă A, suprafaţa cochiliei; 10, formă B, secţiune ecuatorială.

Nummulites cf. *N. globulus* Leymerie. 9, forme A, surface de la coquille; 10, forme B, coupe équatoriale.

Fig. 11. — *Nummmulites burdigalensis* De la Harpe, A. Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 12. — *Nummulites soerenbergensis* Schaub, B. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.

Fig. 13, 14. — *Nummulites* cf. *N. praecursor* De la Harpe. 13, formă B, juvenilă: a, suprafaţa cochiliei; b, secţiune ecuatorială; 14, formă A, secţiune ecuatorială.

Nummulites cf. *N. praecursor* De la Harpe. 13, forme B juvéniles; a, surface de la coquille; b, coupe équatoriale; 14, forme A, coupe équatoriale.

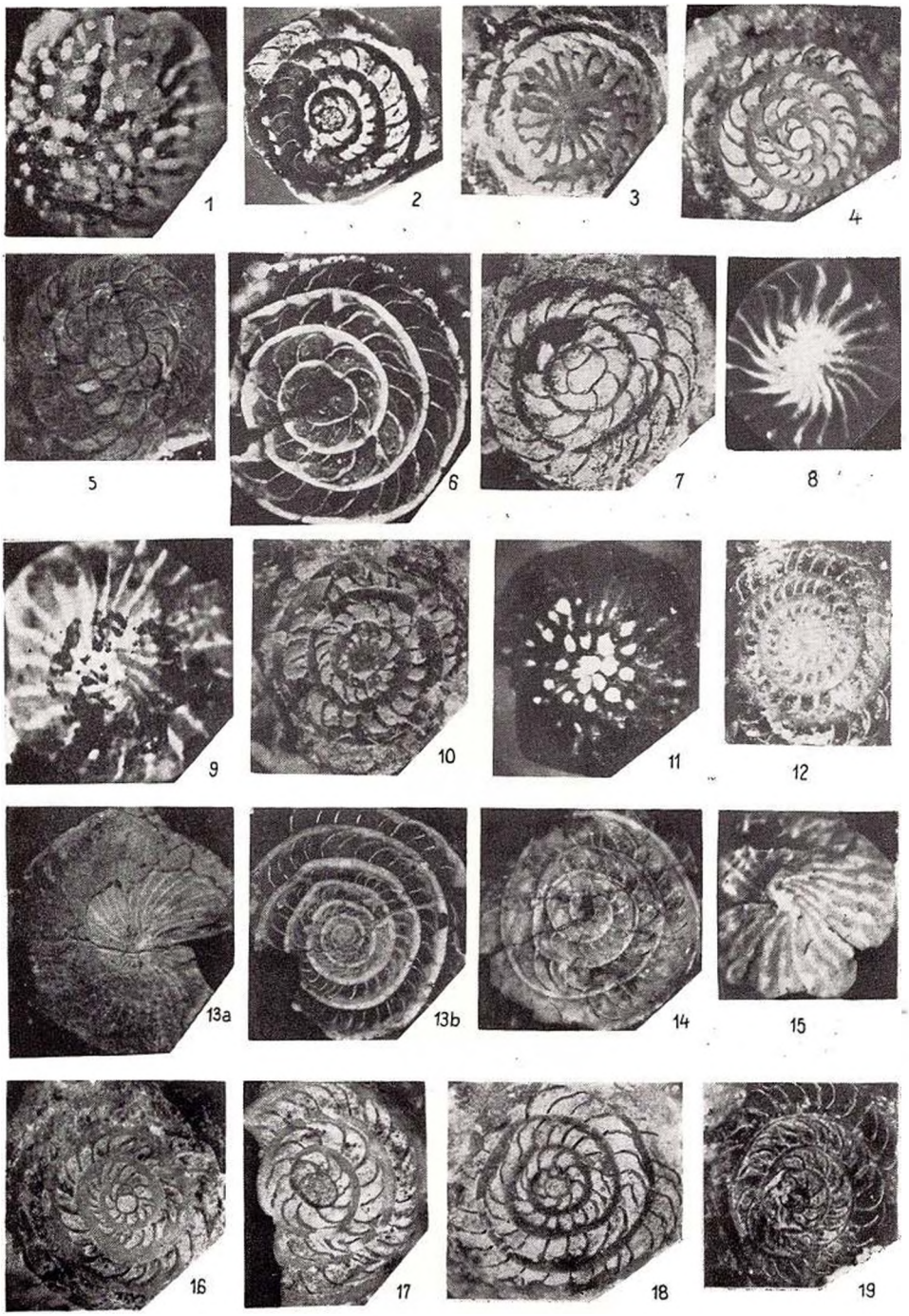
Fig. 15. — *Nummulites* cf. *N. praelucasi* Douvillé, A. Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 16—19. — *Nummulites* sp., aff. *N. ficheuri* Prever, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.

Figurile 10 şi 14 × 16; figura 15 × 2,5; toate celelalte × 10.

Figures 10 et 14 × 16; figure 15 × 2,5; toutes les autres × 10.

Institutul Geologic al României



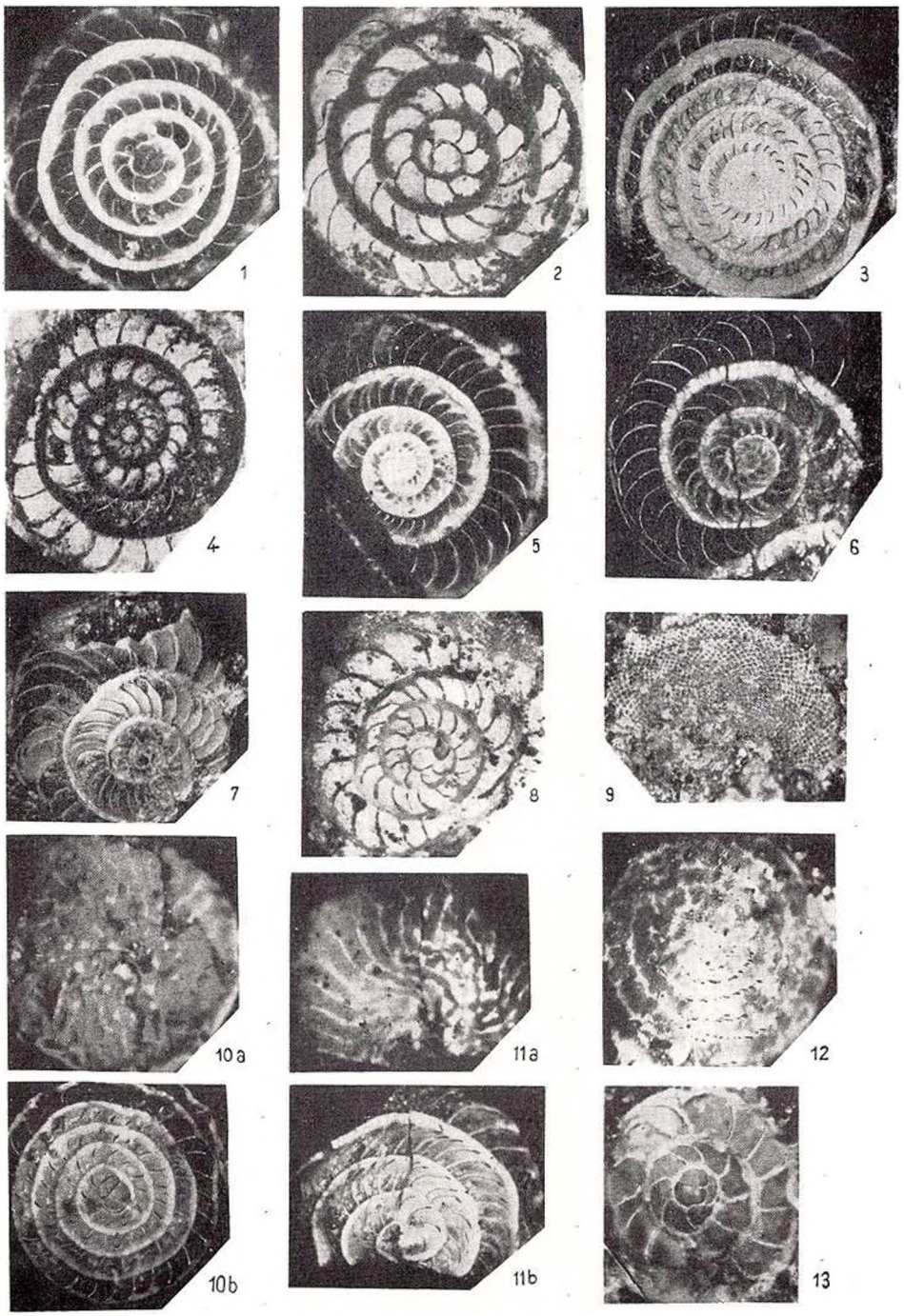
Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

Continuare din planşa V. *Nummulites* şi *Orbitolites*.
Suite de la planche V. *Nummulites* et *Orbitolites*.
Eocen inferior. Éocène inférieur.

Fig. 1. — *Nummulites globulus* Leymerie, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.
Fig. 2. — *Nummulites* sp., ex gr. *atacicus* Leymerie, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.
Fig. 3. — *Nummulites* cf. *pernotus* Schaub, B. Secţiune ecuatorială a unui exemplar juvenil. Coupe équatoriale d'une exemplaire juvénile.
Fig. 4. — *Nummulites* sp. ex gr. *aquitanicus* Benoist, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.
Fig. 5, 6. — *Nummulites planulatus* Lamarck, B. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.
Fig. 7. — *Nummulites exilis* Douvillé, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.
Fig. 8. — *Nummulites* sp., formă de trecere *N. exilis* — *N. planulatus*, A. Secţiune ecuatorială. Forme de passage de *N. exilis* à *N. planulatus*. Coupe équatoriale.
Fig. 9. — *Orbitolites* cf. *O. biplanus* Lehmann, A. Secţiune ecuatorială naturală. Coupe équatoriale naturelle.
Eocen mediu. Éocène moyen.
Fig. 10. — *Nummulites uranensis* De la Harpe, A. Suprafaţa cochiliei (a), secţiune ecuatorială (b). Surface de la coquille (a), coupe équatoriale (b).
Fig. 11. — *Nummulites* sp. ex gr. *distans* — *millecapul*, A. Suprafaţa cochiliei (a), secţiune ecuatorială (b). Surface de la coquille (a), coupe équatoriale (b).
Fig. 12. — *Nummulites* cf. *praefabianii* Var. & Menner, A. Decorticare profundă a cochiliei. Coquille profondément décortiquée.
Eocen superior. Éocène supérieur.
Fig. 13. — *Nummulites fabianii* Prever, A. Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.
Figurile 2, 4, 6, 8 × 16; fig. 7 × 6,5; toate celelalte × 10.
Figures 2, 4, 6, 8 × 16; fig. 7 × 6,5; toutes les autres × 10.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

Continuare din planşa VI. *Operculina* şi *Operculinoides*. Suite de la planche VI. *Operculina* et *Operculinoides*. Eocen inferior. Éocène inférieur.

Fig. 1. — *Operculina granulosa* L e y m e r i e, B. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.

Fig. 2. — *Operculina parva* D o u v i l l é, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.

Fig. 3. — *Operculina canalifera* d'A r c h i a c, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.

Fig. 4. — *Operculina* sp., ex gr. *alpina* D o u v i l l é, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale.

Toate figurile × 10. Toutes le figures × 10.

Eocen superior. Éocène supérieur.

Fig. 5. — *Operculina alpina* D o u v i l l é, A. Secţiune ecuatorială. Coupe équatoriale. × 10.

Eocen inferior. Éocène inférieur.

Fig. 6—20. — *Operculinoides* H a n z a w a din baza flişului de Tocila-Secul. Reprezentanţi ai genului în Eocenul inferior, intermediari între *Operculinoides bermudezi* S a c h s din Paleocen (S a c h s, 1957) şi *Operculinoides nassauensis* C o l e sau *O. vaughani* (C u s h m a n) din Eocenul superior (B i e d a, 1963).

Trei grupuri morfologice după forma, traseul, frecvenţa septelor şi gradul de înrulare al spirei:

Fig. 6, 7: Tip operculinid „1" ex gr. *O. vaughani* (C u s h m a n) cu creştere rapidă a pasului spirei şi cu septe neregulate pe ultimul tur; septe secundare abia marcate.

Fig. 8—13, 16: Tip operculinid „2" cu desfăşurare moderată a pasului spirei până la ultimul tur mult crescut. Structură generală robustă. Formele megasferice predomină asupra celor microsferice.

Fig. 14, 15: Tip operculinid „3" intermediar între precedentele. Tangenţa septelor la cordonul dorsal este un caracter particular.

Fig. 17—20. — Tip heterosteginid cu neregularităţi ale spirei, cu suduri ale septelor principale şi cu ramificări secundare în partea distală a septelor pe ultimul tur.

Figurile 6, 8, 9—12, 14, 17—19 — secţiuni ecuatoriale. Figurile 7, 13, 15, 16, 20 — suprafeţele cochiliilor. Figurile 9, 10, 11, 12, 19 × 16; toate celelalte × 10.

Operculinoides H a n z a w a de la partie basale du flysch de Tocila-Secul. Représentants du genre dans l'Éocène inférieur, intermédiaires entre *Operculinoides bermudezi* S a c h s du Paléocène (S a c h s, 1957) et *Operculinoides nassauensis* C o l e ou *O. vaughani* (C u s h m a n) de l'Éocène supérieur (B i e d a, 1963).

Trois groupes morphologiques suivant la forme, le trajet, la fréquence des septes et le degré d'eroulement de la spire:

Fig. 6, 7: type operculinide „1" ex gr. *O. vaughani* (C u s h m a n) avec croissance rapide de la spire et avec des septes irrégulières sur le dernier tour de spire; septes secondaires faiblement visibles.

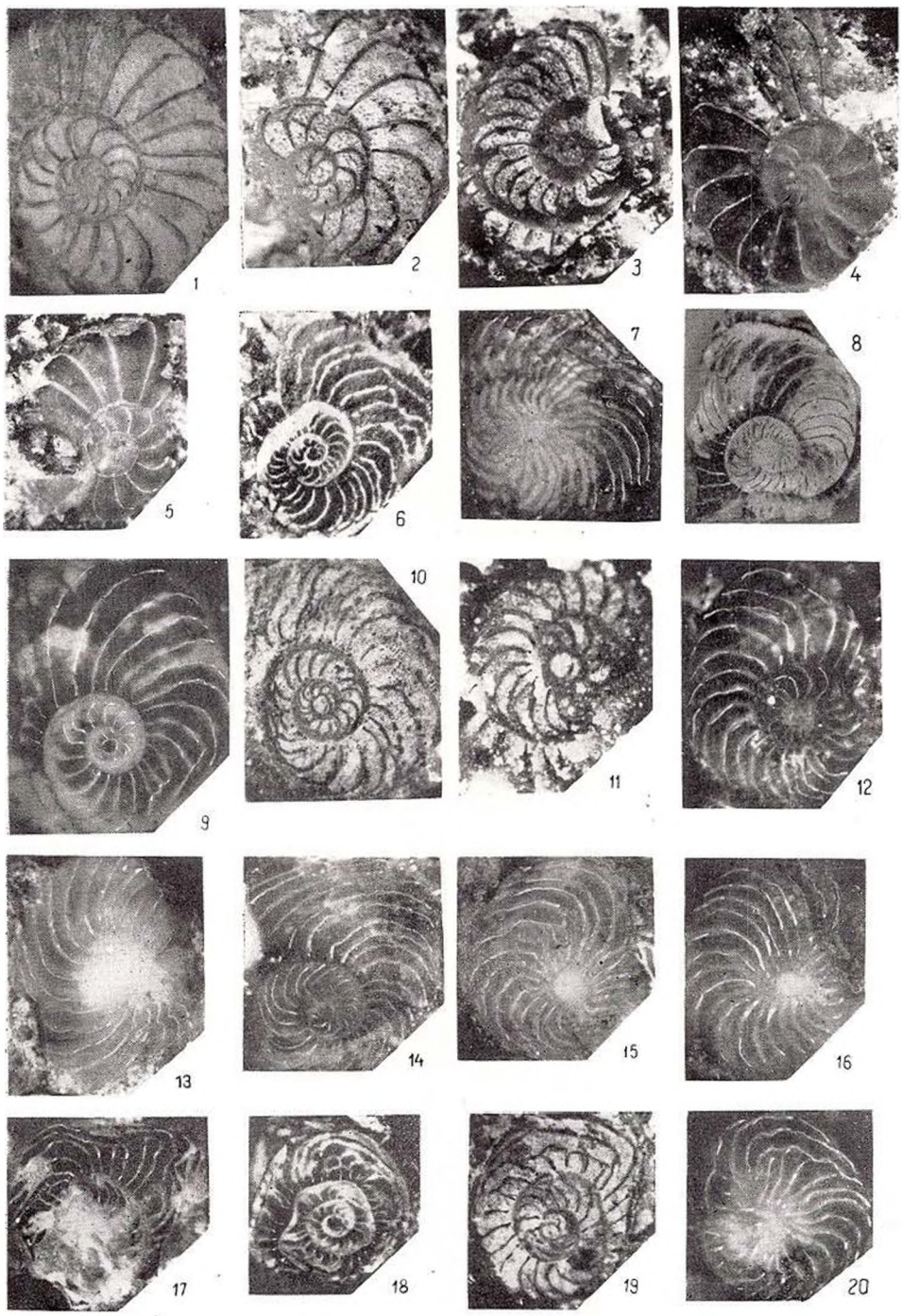
Fig. 8—13, 16: type operculinide „2" avec enroulement modéré de la spire jusqu'au dernier tour qui est très surélevé. Structure générale robuste. Les formes mégasphériques l'emportent sur celles microsphériques.

Fig. 14, 15: type operculinide „3" intermédiaire entre les précédents. Les septes tengeantes au cordon dorsal constituent son trait saillant.

Fig. 17—20: type heterosteginide avec irrégularités de la spire, soudures des septes principales et ramifications secondaires dans la partie distale des septes sur le dernier tour de spire.

Figures 6, 8, 9—12, 14, 17—19: coupes équatoriales. Figures 7, 13, 15, 16, 20: surfaces des coquilles. Figures 9, 10, 11, 12, 19 × 16; toutes les autres × 10.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII

Continuare din planșa VII. *Operculinoides* H a n z a w a (forme de trecere *Operculinoides-Heterostegina*) și *Heterostegina* d'O r b i g n y din baza flișului de Tocila-Secul. Eocen inferior.

Suite de la planche VII. *Operculinoides* H a n z a w a (formes de passage d'*Operculinoides* à *Heterostegina*) et *Heterostegina* d'O r b i g n y de la partie basale du flysch de Tocila-Secul. Éocène inférieur.

Fig. 1, 2. — *Operculinoides* tip operculinid „2" (a se compara cu fig. 8, 11, 12 din pl. VII) cu septe viguroase.

Operculinoides type operculinide „2" (à comparer aux figures 8, 11, 12 de la planche VII) avec des septes vigoureuses.

Fig. 3—8. — *Operculinoides* tip operculinid „1" (a se compara cu fig. 6 din pl. VII). Septe secundare scurte în toate segmentele spirei. Forme de trecere *Operculinoides-Heterostegina*.

Operculinoides type operculinide „1" (à comparer avec la fig. 6 de la pl. VII). Septes secondaires courtes dans tous les segments de la spire. Formes de passage d'*Operculinoides* à *Heterostegina*.

Fig. 9, 10. — *Heterostegina* d'O r b i g n y *str. sensu*. Formă intermediară între *Heterostegina adamsi* E a m e s & C l a r k e din Paleocen (E a m e s & C l a r k e, 1967) și reprezentanții grupului *H. heterostegina* (S i l v e s t r i) din Oligocenul inferior (H o t t i n g e r, 1962).

Heterostegina d'O r b i g n y *s.s.* Forme intermédiaire entre *Heterostegina adamsi* E a m e s & C l a r k e du Paléocène (E a m e s & C l a r k e, 1967) et représentants du groupe *H. heterostegina* (S i l v e s t r i) de l'Oligocène inférieur (H o t t i n g e r, 1962).

Figurile 4, 6, 9 × 10; toate celelalte × 16.

Figures 4, 6, 9 × 10; toutes les autres × 16.

Fig. 11—16. — Heterostegine involute (*Grzybowskia* B i e d a) din baza flișului de Tocila-Secul. Forme intermediare între *Grzybowskia ruida* (S c h w a g e r) din Paleocen (H o t t i n g e r, 1962, 1966) și *Grzybowskia reticulata* (R ü t i m e y e r) din Eocenul mediu-superior (B i e d a, 1963) sau *Grzybowskia praecursor* T a n din Priabonian (H o t t i n g e r, 1962, 1966).

Fig. 11, 12, 14, 15, 16: Tipul cel mai frecvent cu morfologie externă de tip operculinid, cu reticul intern puternic și distinct și cu dispoziție alternă a septelor secundare. Forma camerelor este romboidă mai ales pe ultimul tur de spiră. Fig. 13: Morfă primitivă, accentuat heterosteginidă. Septe secundare scurte, camere aproximativ izometrice, spira mai puțin desfășurată.

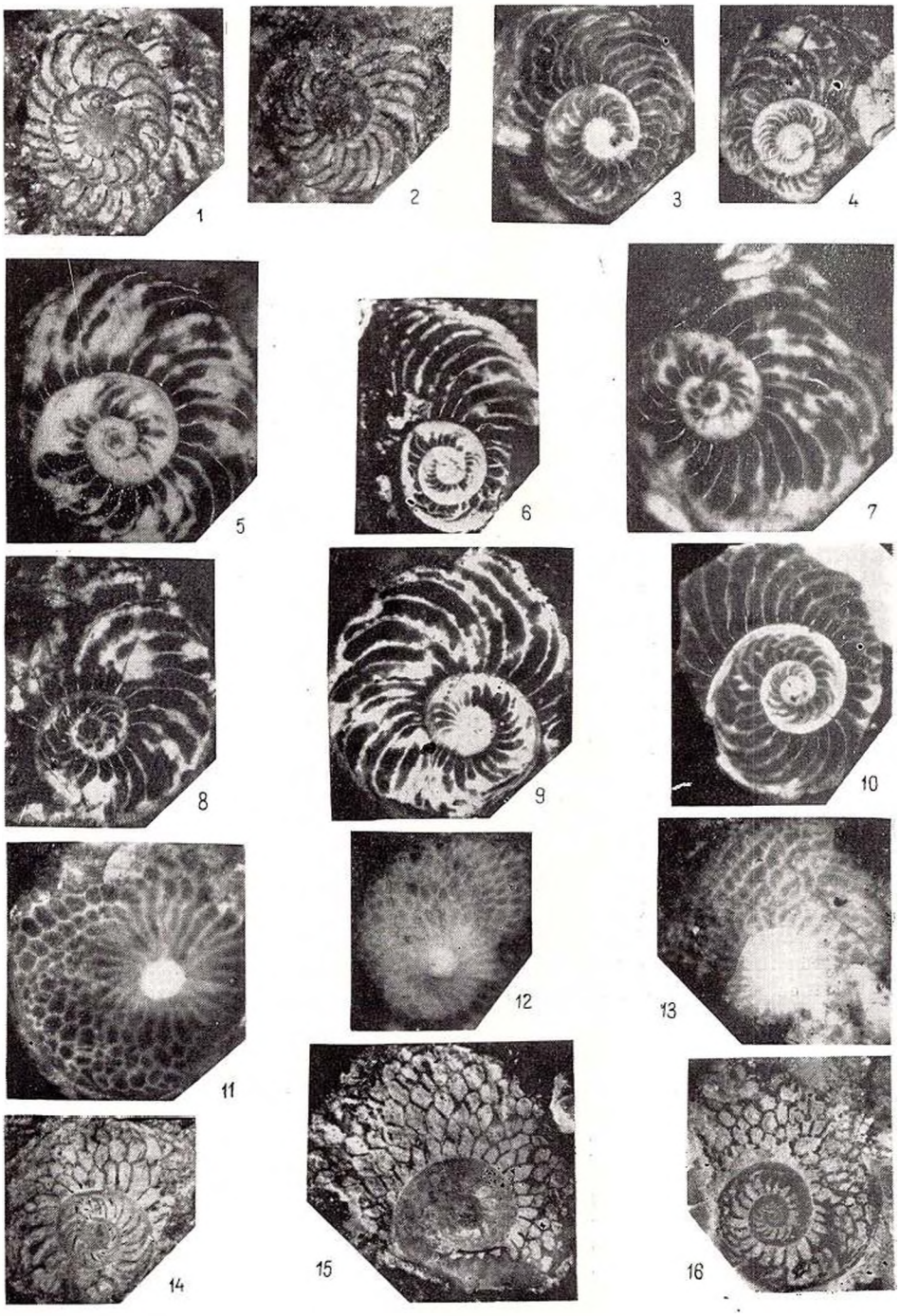
Heterostégines involutes (*Grzybowskia*, B i e d a) de la partie basale du flysch de Tocila-Secul. Formes intermédiaires entre *Grzybowskia ruida* (S c h w a g e r) du Paléocène (H o t t i n g e r, 1962, 1966) et *Grzybowskia reticulata* (R ü t i m e y e r) de l'Éocène moyen-supérieur (B i e d a, 1963) ou *Grzybowskia praecursor* T a n du Priabonien (H o t t i n g e r, 1962, 1966).

Figures 11, 12, 14, 15, 16: le type le plus fréquent avec morphologie externe de type operculinide avec réticule interne robuste et bien distinct et les septes secondaires disposées alternativement. Chambres à forme rhomboïdale surtout sur le dernier tour de spire.

Fig. 13: morphe primitive, visiblement heterostéginide. Septes secondaires courtes, chambres approximativement isométriques, spire plus serrée.

Figurile 11, 13, × 10; celelalte × 16. Fig. 11, 13 × 10; les autres × 16.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

Assilina şi *Discocyclina* din baza flişului de Tocila-Secul. Eocen inferior.

Assilina et *Discocyclina* de la partie basale du flysch de Tocila-Secul. Eocène inférieur.

Fig. 1—5; 9, 10. — *Assilina douvillei* Abrard & Fabre, A. 1—5, suprafeţele cochiliilor; 9, 10, secţiuni ecuatoriale.
1—5, surfaces des coquilles; 9, 10, coupes équatoriales.

Fig. 6. — *Assilina* sp., aff. *Ass. reicheli* Schaub, A. Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 7, 11. — *Assilina placentula* (Deshayes), A. 7, suprafaţa cochiliei; 11, secţiune ecuatorială. 7, Surface de la coquille; 11, coupe équatoriale.

Fig. 8. — *Assilina pustulosa* Doncieux, A. Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 12. — *Assilina* cf. *Ass. laxispira* De Roissy, A. Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 13. — *Discocyclina chudeaui* (Schlumb.). Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 14. — *Discocyclina archiaci* (Schlumb.). Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 15. — *Discocyclina marthae* (Schlumb.). Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 16. — *Discocyclina augustae* (Weijden). Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 17. — *Actinocyclina* cf. *Act. furcata* Rütimeyer. Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

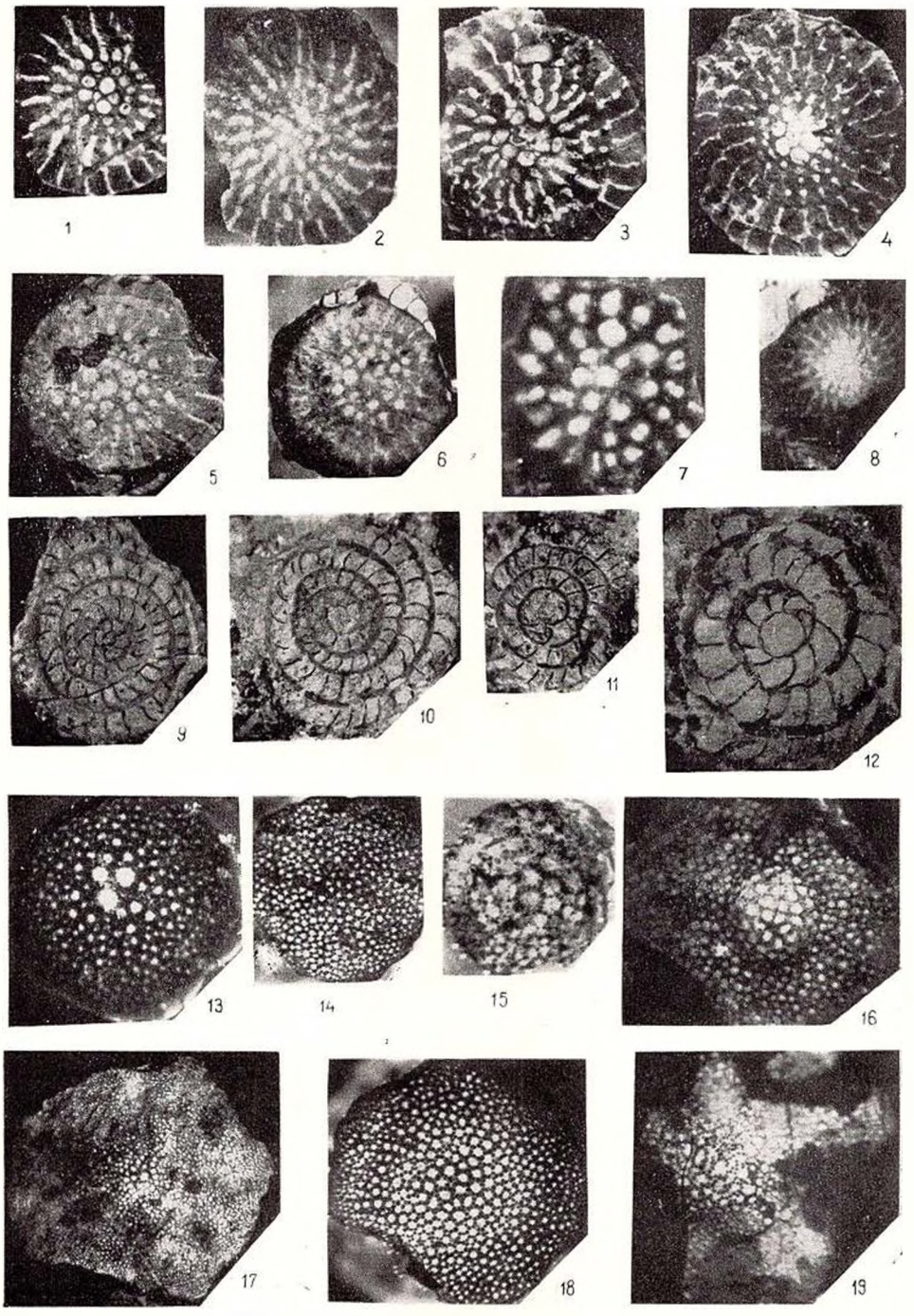
Fig. 18. — *Discocyclina scalaris* (Schlumb.). Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Fig. 19. — *Asterocyclina stellaris* (Brunner). Suprafaţa cochiliei. Surface de la coquille.

Figurile 7, 12 × 13; figurile 11, 13, 15, 16, 19 × 10; toate celelalte × 6,5.

Figures 7, 12 × 13; figures 11, 13, 15, 16, 19 × 10; toutes les autres × 6,5.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

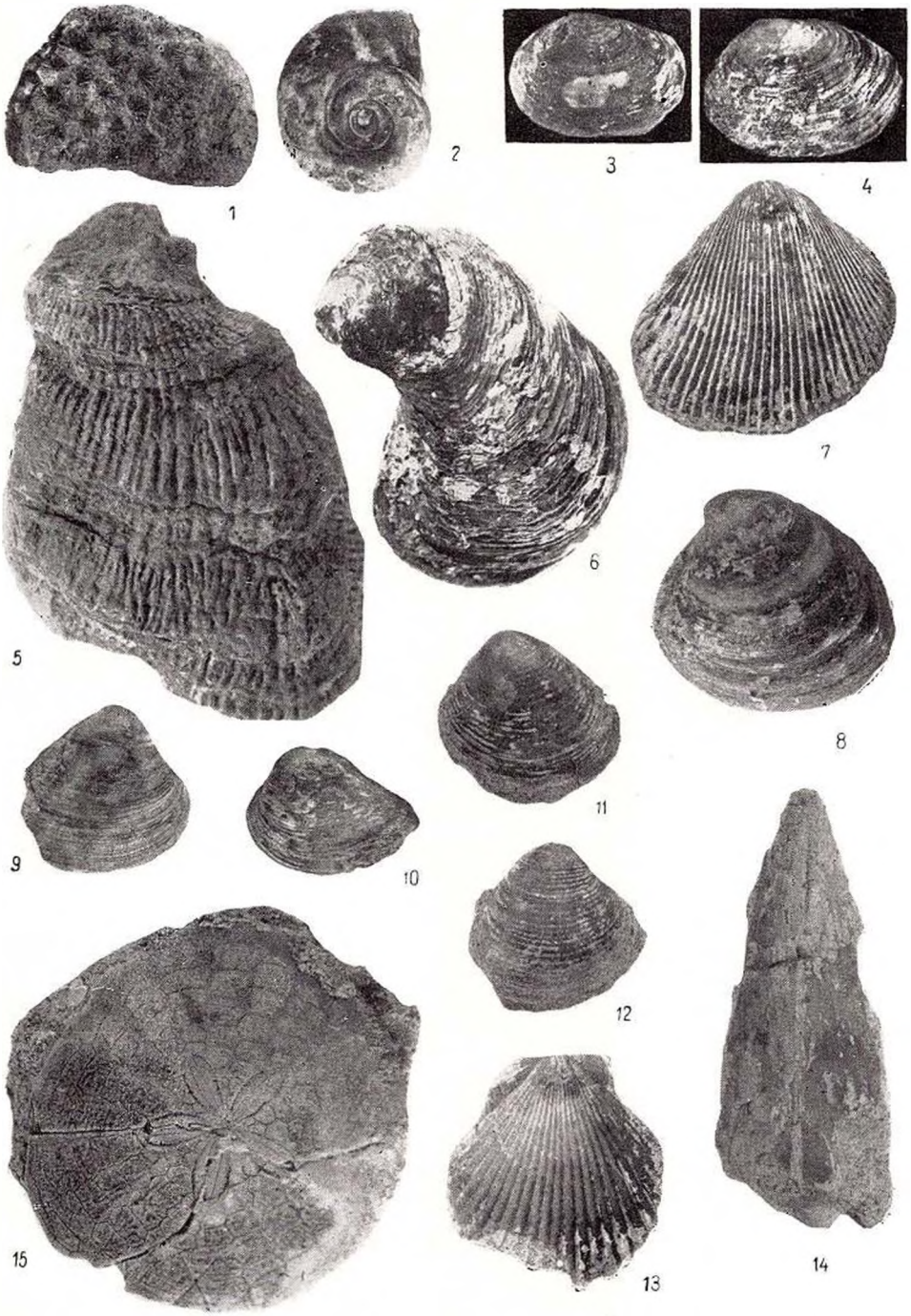
PLANȘA X

Macrofaună din stratele de Curtuiuș (fig. 1, 2) și de Ciocmani (fig. 3—14).
Macrofaune des couches de Curtuiuș (fig. 1, 2) et de Ciocmani (fig. 3—14).

Fig. 1. — *Isastrea* cf. *I. haueri* (L a m a r c k).
Fig. 2. — *Planorbis cornu* B r o n g n i a r t.
Fig. 3, 4. — *Angulus* (*Peronaea*) *benedeni nysti* (D e s h a y e s).
Fig. 5. — *Crassostrea* (*Crassostrea*) *cyathula* (L a m a r c k).
Fig. 6. — *Crassostrea* aff. *C. cyathula* (L a m a r c k).
Fig. 7. — *Cardium transsylvanicum* H o f m a n n.
Fig. 8. — *Cordiopsis incrassata* (S o w e r b y).
Fig. 9, 10. — *Polymesoda convexa vapincana* (d'O r b i g n y).
Fig. 11, 12. — *Callista villanovae* (D e s h.).
Fig. 13. — *Chlamys* (*Aequipecten*) *subtripartitus* (d'A r c h i a c).
Fig. 14. — *Pinna* (*Pinna*) *margaritacea* (L a m a r c k).
Fig. 15. — *Scutella subtrigona* K o c h.

Toate figurile în mărime naturală.
Toutes les figures en grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

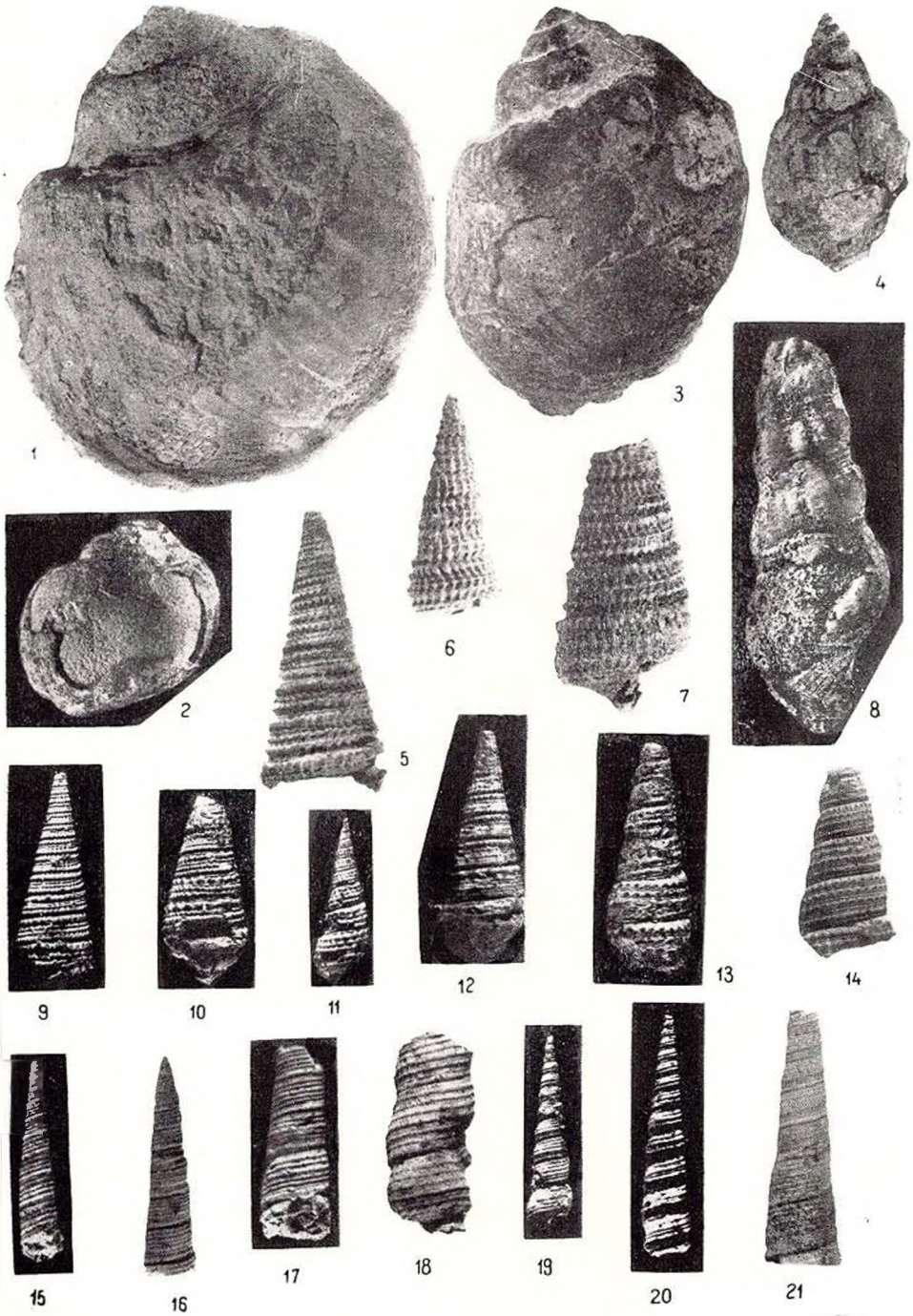
PLANȘA XI

Continuare din planșa X. Suite de la planche X.

Fig. 1, 2. — *Ampullinopsis crassatinus* (L a m a r c k).
Fig. 3. — *Crommium* (*Crommium*) *angustatus* (G r a t e l o u p).
Fig. 4. — *Babylonia* (*Peridipsaccus*) *caronis* (B r o n g n i a r t).
Fig. 5. — *Tympanotonos* (*Tympanotonos*) *conjunctum* aff. *quadrisulcatus* K r a n z.
Fig. 6, 7. — *Tympanotonos* (*Tympanotonos*) *diaboli* (B r o n g n i a r t).
Fig. 8. — *Chondrocerithium intradentatum* (D e s h a y e s).
Fig. 9, 10, 12. — *Tympanotonos* (*Tympanotonos*) *labyrinthum labyrinthum* (N y s t).
Fig. 11. — *Potamides* (*Exechestoma*) *scalaroides* D e s h.
Fig. 13, 14. — *Pirenella plicata monilifera* (D e s h.)
Fig. 15, 16. — *Turritella planispira* N y s t.
Fig. 17, 18. — *Turritella imbricataria* (L a m a r c k).
Fig. 19, 20. — *Turritella* aff. *T. biarritzensis* B o u s s a c.
Fig. 21. — *Turritella granulosa* D e s h.

Toate figurile în mărime naturală.
Toutes les figures en grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Resturi fosile din stratele de Ileanda Mare (fig. 1—9) și din stratele de Hida (fig. 10—11).
Restes fossiles dans les couches de Ileanda Mare (fig. 1—9) et dans les couches de Hida (fig. 10—11).

Fig. 1. — *Alosa* sp., aff. *A. sculpiata* Weiler. Impresiune. Empreinte.

Fig. 2, 4. — *Serranus* sp.

Fig. 3. — *Scorpaena* cf. *S. pilari* Kramberger. Exemplar complet.
Exemplaire complet.

Fig. 5. — *Clupea* sp., aff. *C. longimana* (Heckel).

Fig. 6, 7. — *Sygnathus* sp.

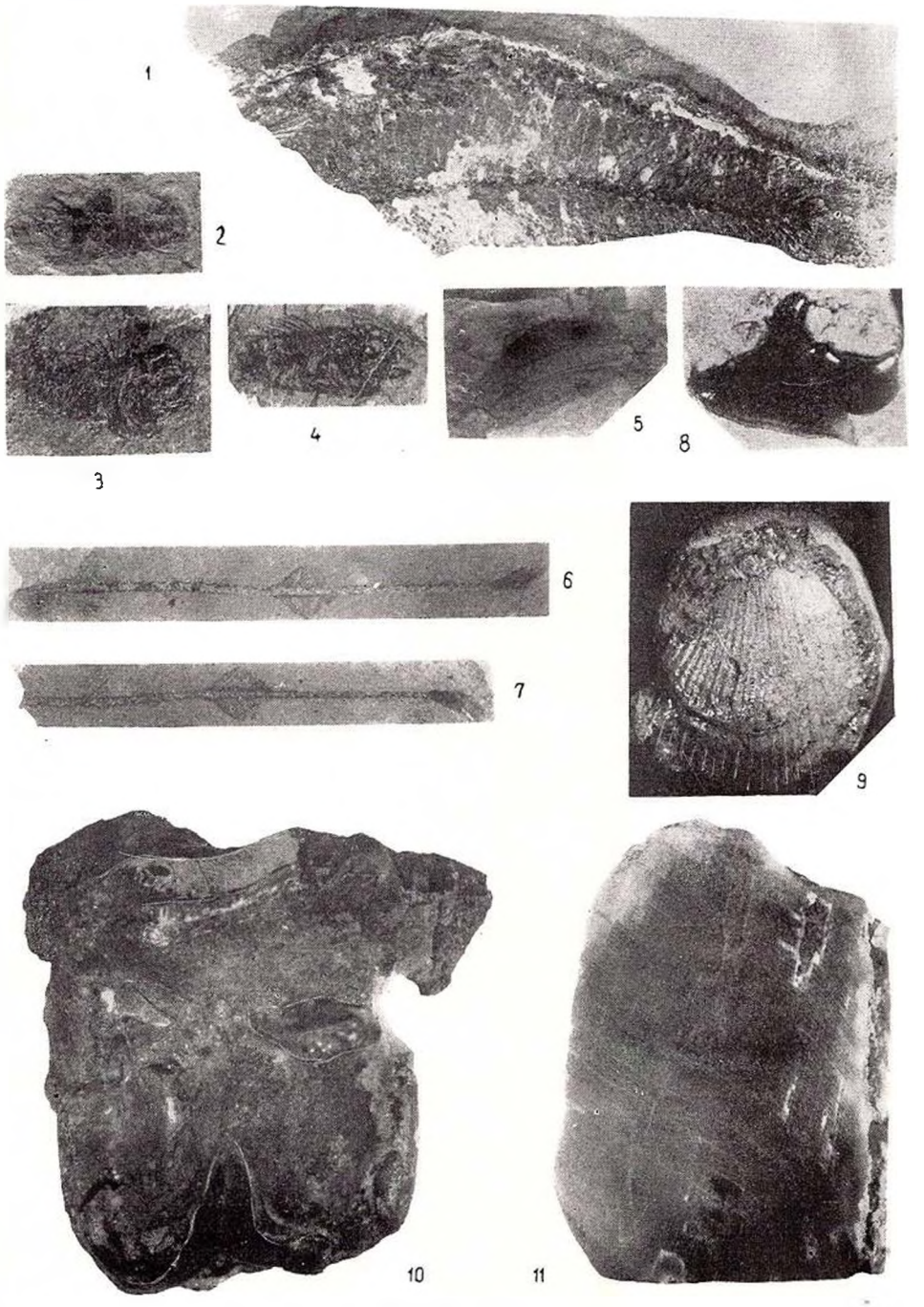
Fig. 8. — Dinte palatin aparținînd unui pește teleostean.
Dent palatine d'un poisson téléostéen.

Fig. 9. — *Cardium* cf. *C. lipoldi* Rolle. Mulaj intern. Moule interne.

Fig. 10. — *Indricotherium* sp. Oligocen superior. Primul molar superior sting remaniat în Helvețian. Mînăstirea Rohia. Colecția M. Gheorghian. Première molaire supérieure gauche remaniée durant l'Helvétien. Monastère Rohia. Collection de M. Gheorghian.

Fig. 11. — Secțiune tangențială în limbul unui exemplar de *Durania* adult, remaniat în conglomeratele bazale ale stratelor de Hida. Cenomanian-Turonian în facies de Upohlav. Coupe tengentielle dans un fragment de *Durania* mature, remanié dans les conglomérats inférieurs des chouches de Hida. Cénomanien-Turonien sous faciès d'Upohlav.
Toate figurile în mărime naturală.
Toutes les figures en grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XIII

Microfaciesul klippelor în facies pienin. Klippe de rabotaj (fig. 1—6) și elemente în conglomerate (fig. 7—9).

Microfaciès des klippes piénines. Klippes de rabotage (fig. 1—6) et éléments dans des conglomérats (fig. 7—9).

Fig. 1. — Microfacies tipic cu *Calpionella*. Pelitocalcare albe „Biancone". Radiolari calcitizați, *Saccocoma* și *Stomiosphaera*. Poiana Botizii, valea Vărăștina. × 18.

Microfaciès typique à *Calpionella*. Calcaires pélitiques blancs „Biancone". Radiolaires (épigénisés par de la calcite), *Saccocoma* et *Stomiosphera*. Poiana Botizii, vallée Vărăștina. × 18.

Fig. 2. — Calcare albe cu *Calpionella*, *Saccocoma*, rari spiculi de spongieri, radiolari și *Fibrosphaera*. Vărăștina. × 18.

Calcaires blancs à *Calpionella*, *Saccocoma*, rares spicules de Spongiaires, Radiolaires et *Fibrosphaera*. Vărăștina. × 18.

Fig. 3. — Calcar microdetritic, oolitic-pseudooolitic, cu fragmente de crinoide planctonice. Textulariide, ophtalmiide, miliolide și foraminifere arenacee. Piatra Bulbucului. × 7.

Calcaire microdétritique, oolithique-pseodoolithique, contenant des fragments de Crinoïdes planctoniques. Textulariidés, Ophtalmiidés, Miliolidés et Foraminifères arénacés. Piatra Bulbucului. × 7.

Fig. 4. — Calcare pelagice cu radiolari calcitizați, *Globochaete*, *Stomiosphaera* și spiculi triaxoni. Valea Fagului. × 10.

Calcaire pélagique à Radiolaires épigénisés par de la calcite, *Globochaete*, *Stomiosphaera* et spicules triaxones. Valea Fagului. × 10.

Fig. 5. — Marnocalcare fine cu *Calpionella*, *Saccocoma*, zoospori de *Globochaete* cu dispoziție zonară, *Stomiosphaera* și radiolari calcitizați. Secțiuni de *Aptychus*. Vărăștina. × 18.

Marnocalcaires fins à *Calpionella*, *Saccocoma*, *Globochaete* (zoospores disposés en zones), *Stomiosphaera* et Radiolaires épigénisés par de la calcite. Coupes d'*Aptychus*. Vallée Vărăștina. × 18.

Fig. 6. — Calcar microclastic cu textulariide, ophtalmiide și rare arenacee. Piatra Bulbucului. × 7.

Calcaire microclastique à Textulariidés, Ophtalmiidés et rares arénacés. Piatra Bulbucului. × 7.

Fig. 7. — Microfacies cu „Lombardia" : *Saccocoma*, *Stomiosphaera*, cochilii de lamelibranhiate, secțiuni în diferite incidențe de *Aptychus* și crinoide. Kimmeridgian-Tithonic inferior remaniat în conglomeratul bazal al stratelor de Hida. Dealul Vimii. × 7.

Microfaciès à „Lombardia" : *Saccocoma*, *Stomiosphaera*, coquilles de Lamellibranches, *Aptychus* et Crinoïdes en incidences variables. Kimméridgien-Tithonique inférieur remanié dans les conglomérats de la partie basale des couches de Hida. Dealul Vimii. × 7.

Fig. 8. — Calcar roșu cu fragmente de crinoide și resturi de moluște. Intercalație în pelitocalcare albe. Tithonic remaniat în baza stratelor de Hida helvețiene. Dealul Vimii. × 7.

Calcaire rouge à fragments de Crinoïdes et restes de Mollusques. Intercalation dans les calcaires pélitiques blancs. Tithonique remanié à la base des couches de Hida helvétiennes. Dealul Vimii. × 7.

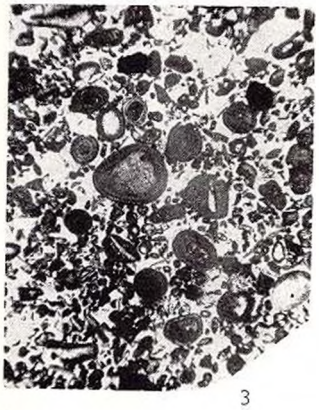
Fig. 9. — Calcar cu radiolari, tintinnide, *Stomiosphaera* și rare fragmente de *Saccocoma*. Tithonic remaniat în conglomeratul bazal al stratelor de Hida. Dealul Vimii. × 7.

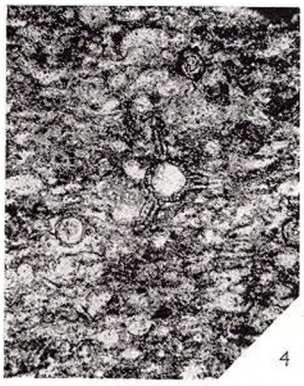
Calcaires à Radiolaires, Tintinnidés, *Stomiosphaera* et rares fragments de *Saccocoma*. Tithonique remanié dans les conglomérats de la partie basale des couches de Hida. Dealul Vimii. × 7. Fotografii în lumină naturală. Photos en lumière naturele.

Institutul Geologic al României


1


2

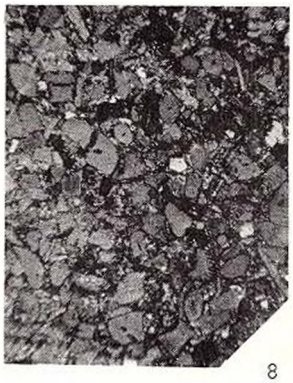

3


4


5


6


7


8


9

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIV

Microfacies cretacic mediu-superior. Elemente în conglomerate (fig. 1—5) și eșantioane din stratele cu orbitoizi (fig. 6—8).

Microfaciès cu Crétacé moyen-supérieur. Éléments dans des conglomérats (fig. 1—5) et échantillons des couches à Orbitoïdes (fig. 6—8).

Fig. 1, 2. — Calcar organogen-pseudodetritic cu textulariide mari și valvulinide în asociație cu briozoare și fragmente de alge. Cretacic (mediu?) remaniat în stratele cu orbitoizi maestrichtiene. Rîpile. × 7.

Calcaire organogène-pseudodétritique à Textulariidés de grande taille et Valvulinidés en association avec des Bryozoaires et fragments d'Algues. Crétacé (moyen?) remanié dans les couches à Orbitoïdes maestrichtiens. Rîpile. × 7.

Fig. 3, 4. — Marnocalcare cu *Globigerina* și *Stomiosphaera*. Foraminifere de tip *Hedbergella* și *Ticinella*. Secțiuni inelare de *Stomiosphaera*. Rotaliidae, radiolari, spiculi monoaxoni și fragmente de *Saccocoma*. Probabil Albian remaniat în stratele cu orbitoizi. Rîpile. × 18.

Marnocalcaires à *Globigerina* et *Stomiosphaera*. Foraminifères du groupe *Hedbergella* et *Ticinella*. Coupe circulaire de *Stomiosphaera*. Rotaliidae, Radiolaires, spicules monoaxons et fragments de *Saccocoma*. Probablement de l'Albien remanié dans les Couches à Orbitoïdes. Rîpile. × 18.

Fig. 5. — Calcar fin nisipos, organoclastic, cu *Orbitoides*, diverse microforaminifere, fragmente de echinide și pelecipode. Maestrichtian remaniat în Oligo-Miocen (strate de Valea Lăpușului). Valea Frasinilor. × 7.

Calcaire finement sableux, organoclastique, à *Orbitoides* et microforaminifères divers, fragments d'Échinides et Pélécipodes. Maestrichtien remanié dans l'Oligocène-Miocène (couches de Valea Lăpușului). Valea Frasinilor. × 7.

Fig. 6. — Gresii grosiere, organoclastice, cu *Siderolites*, fragmente de orbitoizi, moluște și melobesiee. Rîpile. × 7.

Grès grossiers, organoclastiques, à *Siderolites*, fragments d'Orbitoïdes, Mollusques et Mélobésiées. Rîpile. × 7.

Fig. 7. — Biostromă maestrichtiană cu orbitoizi, resturi de rudiști, alge coralinacee și resturi de briozoare, în ciment argilo-calcaros. Valea lui Matei. × 7.

Biostrome maestrichtienne à Orbitoïdes, restes de Rudistes, Algues coralinacées et fragments de Bryozoaires, dans du ciment argilo-calcaire. Valea lui Matei. × 7.

Fig. 8. — Gresie grosieră nesortată, cu aport biodetritic. Briozoare, alge, fragmente de inocerami și orbitoizi. Ciment predominant calcaros. Valea Lungă. × 7.

Grès grossier non-trié, avec apport biodétritique. Bryozoiares, Algues, fragments d'Inocérames et d'Orbitoïdes. Ciment prédominant calcaire. Valea Lungă. × 7.

Fotografii în lumină naturală.

Photos en lumière naturelle.

Institutul Geologic al României

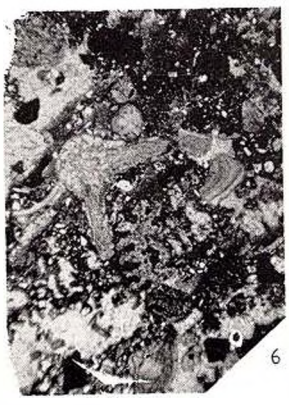

1

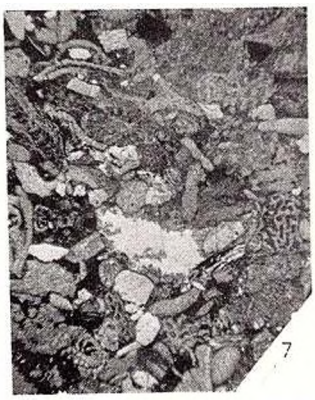

2


3


4


5


6


7


8

Institutul Geologic al României

PLANȘA XV

Microfaciesuri eocene în zonele geosinclinală, marginală și epicontinentală.
Microfaciès éocènes dans les zones géosynclinale, marginale et épicontinentale.

Fig. 1. — Arenit biodetritic cu *Rotalia*, globigerine, miliolide și alge. Fliș eocen inferior. Confluența Leordei. × 7.
Arénite biodétritique à *Rotalia*, Globigérines, Miliolides et Algues. Flysch éocène inférieur. Confluence du ruisseau Leorda et de rivière Lăpuș. × 7.

Fig. 2. — Gresie mediogranulară cu cuarț, șisturi cloritice și calcare, cu fragmente organice și numeroase macroforaminifere : *Operculina*, *Operculinella*, *Nummulites* și *Discocyclina*. Măgura Paltinului. × 7.
Grès à grain moyen avec du quartz, schistes chloritiques et calcaires, à fragments organiques et nombreux Macroforaminifères : *Operculina*, *Operculinella*, *Nummulites* et *Discocyclina*. Măgura Paltinului. × 7.

Fig. 3. — Arenit calcaros, fosilifer, de tip subgrauwacke-protocuarțit, cu *Sphaerogypsina* (*Halkiardia*?), alge și foraminifere diverse. Eocen superior. Izvorul Vinului. × 7.
Arénite calcaire, fossilifère, de type subgrauwacke-protoquartzite, à *Sphaerogypsina* (*Halkiardia*?), Algues et Foraminifères divers. Éocène supérieur. Izvorul Vinului. × 7.

Fig. 4. — *Heterostegina* sp., în gresii litice. Valea Bloja Strîmbului. Eocen inferior. × 18.
Heterostegina sp., dans des grès lithiques. Valée Bloaja Strîmbului. Éocène inférieur. × 18.

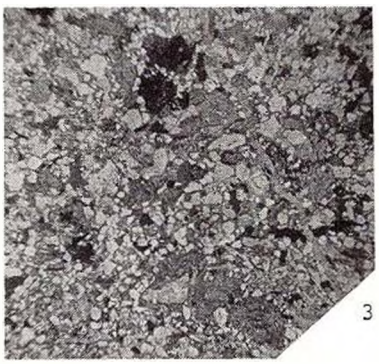
Fig. 5. — Calcar biohermic cu fragmente de briozoare și alge (secțiunea unui thal în centrul figurii) într-o masă de mîl calcaros. Biarritzian. Piatra Pintii. 7.
Calcaire biohermique à fragments de Bryozoaires et Algues (coupe dans un thal au centre de la figure) dans une masse de vase calcaire. Biarritzien. Piatra Pintii. × 7.

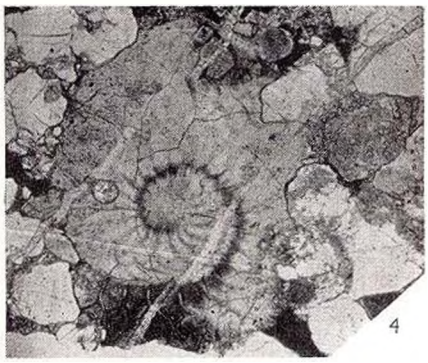
Fig. 6. — Bioherm cu alge. În asociație briozoare și macroforaminifere. Klippele biarritziene de pe Oblază. Poiana Botizii. × 7.
Bioherme à Algues. En association des Bryozoaires et des Macroforaminifères. Klippes biarritziennes d'Oblaza à Poiana Botizii. × 7.
Fotografii în lumină naturală.
Photos en lumière naturelle.

Institutul Geologic al României


1


2


3


4


5


6

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVI

Microfacies eocen în facies marginal, *in situ* (fig. 1, 2, 7) sau resedimentat (fig. 3, 4). Microfacies eocen în facies epicontinental remaniat în Helveţian (Hida) (fig. 5. 6).
Microfaciès éocène marginal, *in situ* (fig. 1, 2, 7) ou remanié (fig. 3, 4). Microfaciès éocène épicontinental remanié dans l'Helvétien (Hida) (fig. 5. 6).

Fig. 1. — Bioherm pararecifal cu corali și alge. Secţiuni în coraliţi de tip *Monastrea* și noduli de alge coralinacee. Confluenţa pîrîului Poienii cu rîul Lăpuș. × 7.
Bioherme pararécifal à Coraux et Algues. Coupes dans des Polypiers de type *Monastrea* et nodules d'Algues coralinacées. Confluence du ruisseau Poieni et de la rivière Lăpuș. × 7.

Fig. 2. — Biostromă algolitică cu *Archaeolitothamnium* și briozoare în calcare detritice. Biarritzian cu *Nummulites striatus* la Piatra Pintii. × 7.
Biostrome d'Algues à *Archaeolithothamnium* et Bryozoaires dans des calcaires détritiques. Biarritzien à *Nummulites striatus* de Piatra Pintii. × 7.

Fig. 3. — Bioherm coraligen-algolitic cu secţiuni clare în coraliţi de tipul *Monastrea* și *Acroporidae*. Alge coralinacee și macroforaminifere. Olistolit în stratele de Valea Lăpușului. Izvorul Bîrlogului, satul Ungureni, × 7.
Bioherme à Coraux et Algues laissant voir des coupes évidentes de Polypiers de type *Monastrea* et *Acroporidae*. Algues coralinacées et Macroforaminifères. Olistolithe dans les couches de Valea Lăpușului. Izvorul Bîrlogului, village Ungureni. × 7.

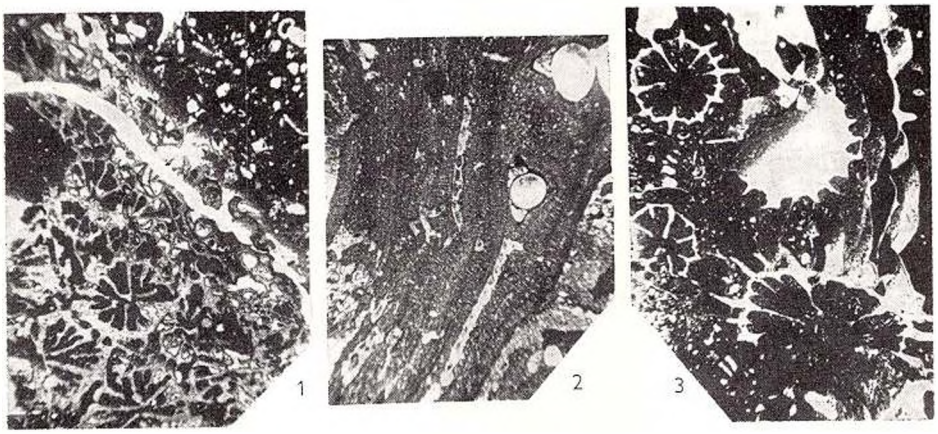
Fig. 4. — Calcar recifal, coraligen (Poritidae?), relativ compact, cu cavităţi și interstiţii. Ciment calcitic cristalizat. Olistolit eocen mediu în strate de Valea Lăpușului. Valea Sibila. × 7.
Calcaire récifal coralligène (Poritidae?), relativement compact à cavités et interstices. Ciment cristallisé. Olistolithe éocène moyen dans les couches de Valea Lăpușului. Vallée Sibila. × 7.

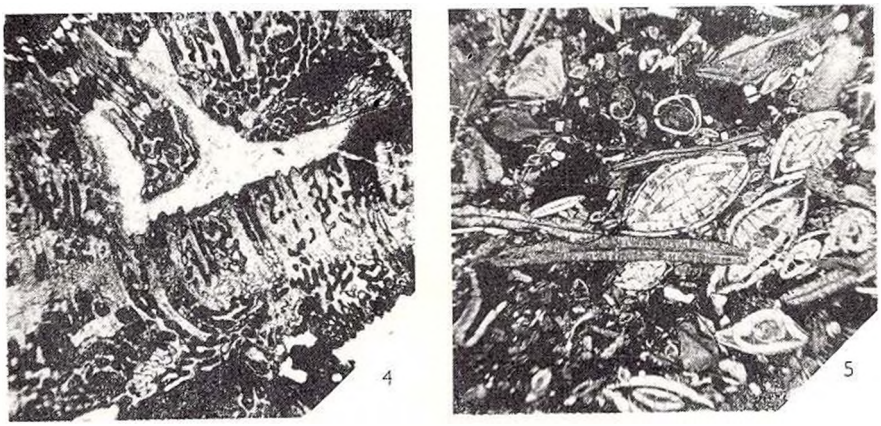
Fig. 5. — Calcar numulitic constructor cu *Nummulites millecaput* B o u b é e A, *Nummulites* ex gr. *perforatus* (M o n t f o r t), *Discocyclina* cf. *sella* d'A r c h., și microforaminifere diverse. Bloc remaniat în conglomeratul bazal al stratelor de Hida. Dealul Vimii. × 7.
Calcaire lumachellique à *Nummulites millecaput* B o u b é e A, *Nummulites* ex gr. *perforatus* (M o n t f o r t), *Discocyclina* cf. *sella* d'A r c h., et microforaminifères divers. Bloc remanié dans le conglomérat basal des couches de Hida. Dealul Vimii. × 7.

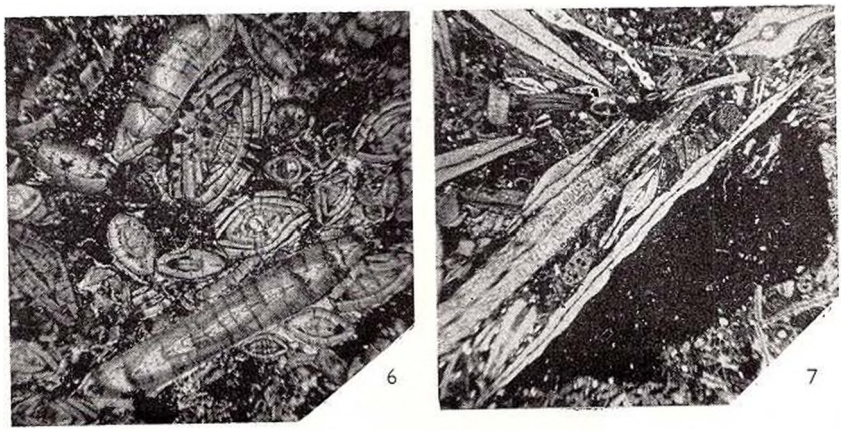
Fig. 6. — Calcar numulitic constructor cu *Nummulites perforatus* (M o n t f o r t) A, *Nummulites* ex gr. *millecaput* B o u b é e, *Assilina exponens* S o w., *Nummulites striatus* B r u g. și microforaminifere diverse. Element în conglomeratul bazal al stratelor de Hida. Dealul Vimii. × 7.
Calcaire lumachellique à *Nummulites perforatus* (M o n t f o r t) A, *Nummulites* ex gr. *millecaput* B o u b é e, *Assilina exponens* S o w., *Nummulites striatus* B r u g. et Microforaminifères divers. Élément dans le conglomérat basal des couches de Hida. Dealul Vimii. × 7.

Fig. 7. — Calcar cu foraminifere mari, predominant *Discocyclina, Aktinocyclina, Operculina, Heterostegina* și *Rotalia*. Acumulare nesortată în zona neritică. Piatra Pintii, nivelul calcarelor superioare (Priabonian?). × 7.
Calcaire à Foraminifères de grande taille, prédominent *Discocyclina, Aktinocyclina, Operculina, Heterostegina* et *Rotalia*. Entassement non-triée dans la zone néritique. Piatra Pintii, niveau des calcaires supérieurs (Priabonien?). × 7.
Toate figurile în lumină naturală.
Toutes les figures en lumière naturelle.

Institutul Geologic al României







Institutul Geologic al României

PLANŞA XVII

Microfacies al Eocenului superior epicontinental, al Oligocenului şi al Tortonianului
Microfaciès de l'Eocène supérieur épicontinental, de l'Oligocène et du Tortonien.

Fig. 1. — Gresie grosieră cu microbiocon̦tinut bogat: Nummulitidae, Alveolinidae, Miliolidae şi fragmente de briozoare. Napocian. Gresia de Racoţi pe valea Prislopului. × 18.
Grès grossier abondant en microorganismes: Nummulitidae, Alveolinidae, Miliolidae et fragments de Bryozoaires. Napocien. Grès de Racoţi de la vallée Prislopu. × 18.

Fig. 2. — Gresie relativ matură, de tip ortocuarţit, cu ciment limonitic. Fragmente de cochilii de lamelibranhiate. Napocian. Gresia de Racoţi pe pîrîul Cristii. × 7.
Grès de type orthoquartzite à ciment limonitique. Fragments de coquilles de Lamellibranches. Napocien. Grès de Racoţi dans la vallée Cristii. × 7.

Fig. 3. — Calcar cu foraminifere predominant rotaliidae. Echinide şi moluşte în fragmente. Priabonian. Calcarele cu *N. fabianii*. Peteritea. × 7.
Calcaires à foraminifères avec prédominance des Rotaliidae. Fragments d'Echinides et de Mollusques. Priabonien, Calcaires à *N. fabianii*. Peteritea. × 7.

Fig. 4. — Calcar organodetritic cu briozoare, foraminifere şi alge. Priabonian. Calcarele c *N. fabianii*, orizontul superior. Boiu Mare. × 7.
Calcaires organodétritique à Bryozoaires, Foraminifères et Algues. Priabonien. Calcaires à *N. fabianii*, horizon supérieur. Boiu Mare. × 7.

Fig. 5. — Algolit cu *Halkyardia* (sau *Sphaerogypsina*?) şi *Archaeolithothamnium* în calcarele cu *N. fabianii*. Boiu Mare. × 18.
Algolithe à *Halkyardia* (ou *Sphaerogypsina*?) et *Archaeolithothamnium* dans des calcaires à *N. fabianii*. Boiu Mare. × 19.

Fig. 6. — Miliolit cu foraminifere diverse şi fragmente de lamelibranhiate. Rupelian. Strate de Ciocmani. Ograda × 7.
Miolite à Foraminifères divers et fragments de Lamellibranches. Rupélien. Couches de Ciocmani. Ograda. × 7.

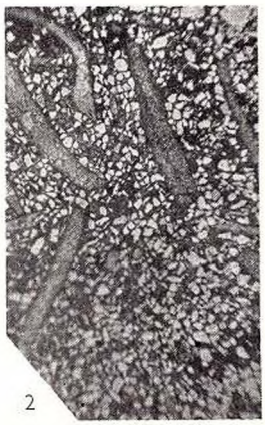
Fig. 7. — Marnocalcar cochilier. Fragmente de lamelibranhiate (predominant ostreide) în mîl calcaros. Rupelian. Strate de Ciocmani. Ograda. × 7.
Marnocalcaire coquiller. Fragments de Lamellibranches (prédominent des Ostréidés) dans la vase calcaire. Rupélien. Couches de Ciocmani. Ograda. × 7.

Fig. 8. — Algolit cu mîl calcaros fin în interstiţii. Tortonian superior de tip Leitha. Dealul Buţii. × 7.
Algolithe à vase calcaire fine dans les interstices. Tortonien supérieur de type Leitha. Dealul Buţii. × 7.

Toate figurile în lumină naturală.
Toutes les figures en lumière naturelle.

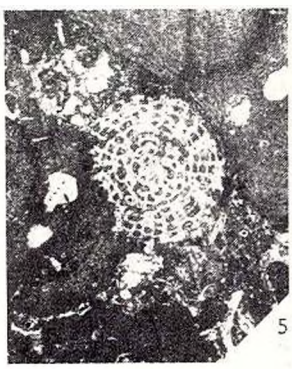
Institutul Geologic al României

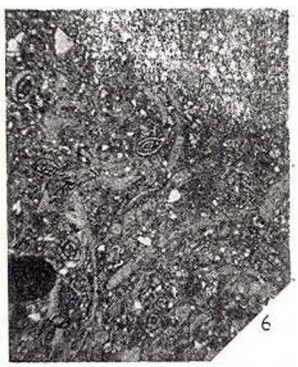

1

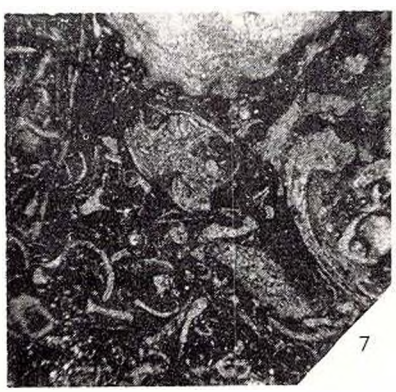

2

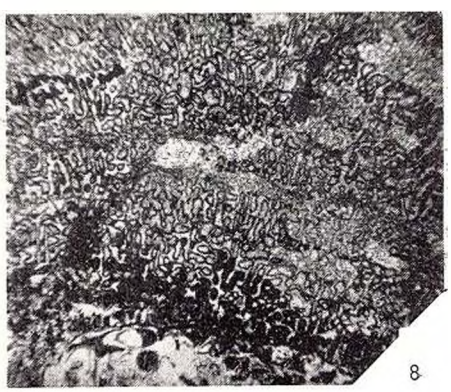

3


4


5


6


7


8

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVIII

Suprafețe lustruite a patru ritmuri din flișul Tocila-Secul. Intervalul bazal (granoclasat) lipsește. Gradație, sortare și variabilitate facială slabe. În general nisipuri siltitice sau silturi nisipoase cu ciment carbonatic. Textură preponderent laminată.
Surfaces polies de quatre échantillons des rythmes du flysch de Tocila-Secul. L'intervalle basal (granoclassé) fait défaut. Gradation, triage et variabilité des faciès faibles. En général sables siltiques à ciment carbonaté. Texture prépondérante laminée.

Fig. 1. — Strat de gresie compactă, fără gradație, format din intervale grezoase separate de lamine paralele micacee (se disting trei). Pe fața inferioară secțiunea unei bioglife. În coperișul stratului primele lamine ale intervalului pelitic al ritmului. Ritm-tip pentru flișul de Tocila-Secul. Valea Măgura Paltinului.
Couche de grès compact, sans gradation, formé par des intervalles gréseux séparés par des lamines parallèles micacées (on en distingue trois). Sur la surface inférieure la coupe d'un bioglyphe. Dans le toit de la couche les premières lamines de l'intervalle pélitique du rythme. Rythme-type pour le flysch de Tocila-Secul. Vallée Măgura Paltinului.

Fig. 2. — Gresie fină cu laminație oblică de curent. Direcția de aport de la dreapta la stînga. Valea Botiza Maramureșului.
Grès fin à lamination fine de courent. Direction du transport de droite à gauche. Vallée Botiza Maramureșului.

Fig. 3. — Siltit cu laminație de curent și început de deformări convolute (singenetice?) datorite mobilității materialului de depunere. Valea Botizei Maramureșului, aval de confluența cu Valea Roatei, în fliș grezo-pelitic.
Siltite laissant voir la lamination de courent et un début de déformations convolutes (syngénétiques?) dues à la mobilité du matériel d'accumulation. Vallée Botiza Maramureșului dans du flysch gréso-pélitique.

Fig. 4. — Gresie cu laminație de curent neordonată, pseudodeltaică. Diaclaze de calcit recristalizat pe linii de forfecare. Aspect tipic pentru stratele ce afloreză în zona frunții pînzei Botizii. Poiana Botizii, Valea Fagului.
Grès laissant voir une lamination de courent irrégulière, pseudodeltaïque. Diaclases de calcite recristalisée le long des lignes de cisaillement. Aspect typique pour les couches qui affleurent dans la zone du front de la nappe de Poiana Botizii. Poiana Botizii, Valea Fagului.
Toate figurile în mărime naturală.
Toutes les figures en grandeur naturelle.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PETROLOGIA ROCILOR BAZALTICE PLIO-CUATERNARE DIN ROMÂNIA

DE

SERGIU PELTZ[1] CECILIA VASILIU[1] IRINA BRATOSIN[1]

Résumé

Pétrologie des roches basaltiques pliocènes-quaternaires de la Roumanie. L'étude présente des renseignements détaillés, d'ensemble et comparatifs, sur la pétrographie et le chimisme des produits du volcanisme basaltique et andésito-basaltique déroulé sur le territoire de la Roumanie durant le Pliocène et le Pléistocène. Les régions à roches basaltiques sont les suivantes : le Banat de NW, le N des Monts Poiana Ruscă, les Monts Métallifères, les Monts Călimani, les Monts Perşani. Les roches étudiées sont représentées par des basaltes tholéitiques (andésites basaltiques) et par des basaltes alcalins (basaltes oliviniques, basanites, basaltes néphéliniques). Le volcanisme basaltique alcalin et celui tholéitique se sont manifestés chacun à sa manière et dans des régions différentes comme suite de l'évolution du magmatisme subséquent alpin du territoire sous l'empire d'un contrôle structural distinct. L'ascension du magma basaltique a été favorisée par les fractures crustales amorcées au Pléistocène à l'extérieur des zones de minimum de résistance active durant le Néogène dans la zone de l'orogène carpatique. L'étude du chimisme révèle le caractère particulier, alcalin, des basanites et des basaltes néphéliniques des Monts Poiana Ruscă ; les basaltes du Banat et des Monts Perşani présentent un chimisme similaire et un caractère alcalin évident. Une composition chimique proche se laisse voir chez les andésites basaltiques des Monts Métallifères et des Monts Călimani. La plus grande partie des basaltes sont pauvres en alcalis, non-saturés et reviennent aux magmas sémi-fémiques ; on remarque une tendance vers des magmas fémiques chez les basaltes alcalins et vers des magmas isophaliques chez les andésites basaltiques. L'étude de la distribution des éléments mineurs : Li, Ba, Sr, Pb, Cu, Zn, Ga, V, Cr, Co, Ni relève des distinctions entre les types des roches étudiées mises sur le compte de leur appartenance à des unités géologiques, à des appareils volcaniques ou à des moments d'éruption différents ; V, Cr, Co, Ni enregistrent des valeurs plus élevées chez les basaltes alcalins que chez ceux tholéitiques ; Co et Ni s'accumulent de préférence dans les roches basaltiques des Monts Poiana Ruscă et du SE des Monts Călimani. En comparaison avec les données de la littérature concernant les teneurs moyennes en éléments mineurs dans les roches basiques, chez les basaltes étudiés on observe des valeurs moyennes plus élevées pour Sr, Ba, Pb, Cr et moins élevées pour V.

[1] Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

1. INTRODUCERE

În ultimii ani s-au intensificat şi diversificat cercetările menite să contribuie la o mai completă cunoaştere şi caracterizare petrologică a magmatitelor din România. Studiul rocilor bazaltice se înscrie pe linia acestor preocupări. El îşi propune să prezinte date detaliate, de ansamblu, şi comparative cu privire la petrografia, petrochimia şi geochimia ultimelor produse ale activităţii magmatice desfăşurate în Pliocen şi Pleistocen pe teritoriul ţării noastre. Pentru marea majoritate a regiunilor cu roci bazaltice tinere din România, în literatura geologică se găsesc numai informaţii cu privire la caracterele mineralogice-petrografice şi petrochimice; elementele minore au fost analizate numai în cazul rocilor din munţii Călimani (Savul et al., 1956; Peltz, 1969). Datorită acestei situaţii, pentru a obţine o imagine unitară asupra întregului teritoriu, datele existente au fost completate cu analize din noi puncte de recoltare, obţinîndu-se astfel pentru toate ivirile principale din Banat, munţii Poiana Ruscă, Munţii Metaliferi, munţii Călimani, munţii Perşani, valori pentru constituenţii majori şi minori. Studiul chimismului rocilor bazaltice cu privire specială asupra elementelor minore a fost efectuat de noi în anul 1968 [2]. Ulterior, unele date analitice au fost completate [3], problemele petrologice au fost adîncite, elaborîndu-se prezentul studiu.

2. CARACTERIZARE GENERALĂ A VULCANISMULUI BAZALTIC PLIO-CUATERNAR DIN ROMÂNIA

Deşi în ansamblul vulcanismului neozoic, pe teritoriul României erupţiile de roci bazaltice nu au cunoscut o desfăşurare spectaculară, de amploarea celor andezitice, ele s-au manifestat în forme variate şi în majoritatea unităţilor vulcanice (fig. 1).

În Banat se cunosc bazalte în regiunea Lucareţ—Şanoviţa situată la nord de şoseaua naţională Lugoj—Timişoara, în apropierea localităţii Chisătău şi în dealul Şumeg la sud de localitatea Gătaia. Ele au fost cercetate de Loczy (1882), Schafarzik (1882), Adda (1898), Gáll (1891), Mauritz (1930), Mateescu (1936), Savul, Scoruşianu (1943), Savul, Nichita (1945). Produsele bazaltice din sectorul Lucareţ—Şanoviţa sînt mult mai bine cunoscute decît cele din dealul Şumeg şi sînt exploatate în cariere de multă vreme.

[2] S. Peltz, Cecilia Vasiliu, Irina Bratosin. Studii geochimice asupra bazaltelor neogene şi cuaternare. 1968. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

[3] Exprimăm mulţumiri Florentinei Krăutner pentru amabilitatea cu care ne-a pus la dispoziţie bazalte alcaline din Poiana Ruscă, pentru a fi analizate spectral.

Institutul Geologic al României

Vulcanismul bazaltic a avut un caracter mixt, preponderent efuziv, produsele fiind eliberate de centrul eruptiv Piatra Roşie. Datele din literatură (M a t e e s c u , 1936), precum şi observaţiile noastre de teren

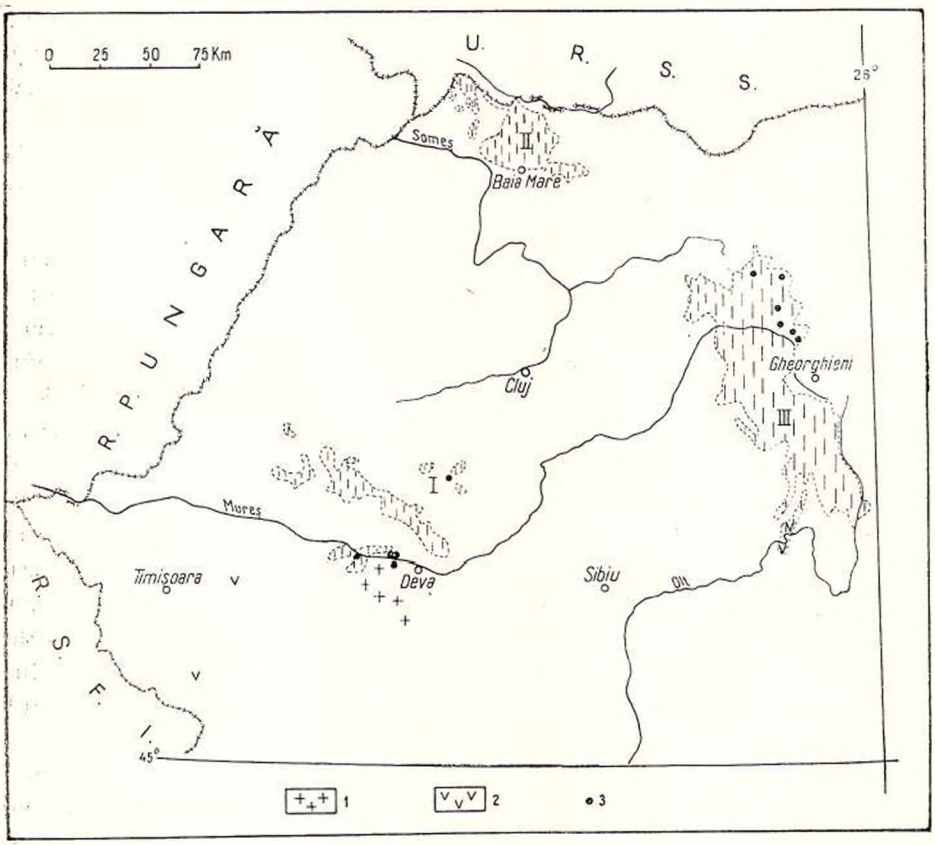


Fig. 1. — Răspîndirea rocilor bazaltice de vîrstă pliocenă şi cuaternară în România :
I, Munţii Metaliferi ; II, Munţii Oaş-Gutii ; III, Munţii Călimani-Harghita şi Perşani ; 1, basanite şi bazalte nefelinice ; 2, bazalte olivinice ; 3, andezite bazaltice.

Widespreading of Pliocene and Quaternary basaltic rocks in Romania ;
I, Metalliferous Mountains ; II, Oaş-Gutii Mts ; III, Călimani-Harghita Mts and Perşani Mts ; 1, basanites and nepheline basalts ; 2, olivine basalts ; 3, basaltic andesites.

arată că vulcanismul a început cu momente explozive. Luînd în consideraţie şi observaţiile efectuate de S a v u l şi S c o r u ş i a n u într-o carieră de la Lucareţ, rezultă că cel puţin în acel sector s-au produs două efuziuni de bazalte separate printr-un moment exploziv.

După M a t e e s c u erupţiile s-au desfăşurat în Cuaternarul inferior şi au fost amorsate de fractura Lipova-Lucareţ-Buziaş-Şumeg. Această

Institutul Geologic al României

fractură principală este considerată a fi mai veche decît Neogenul; ea a jucat un rol principal în formarea depresiunii pannonice.

În nord-estul masivului Poiana Ruscă formaţiunile cristaline şi cuvertura lor sedimentară (cretacică şi tortoniană) au fost străbătute de numeroase corpuri de roci bazaltice avînd dimensiuni reduse. Unele iviri sînt cunoscute de multă vreme; de altfel, prima informaţie geologică referitoare la masivul Poiana Ruscă este legată de descrierea bazaltelor din sectorul Cerna (Esmark, 1789).

Cu prilejul studiilor efectuate în diferite zone ale masivului au fost identificate şi descrise roci bazaltice de numeroşi cercetători dintre care menţionăm pe Hauer şi Stache (1863—1885), Halavats (1902, 1903), Dimitrescu (1953), Pavelescu (1954), Hanomolo et al. (1960), Maier et al. (1954)[4]. Foarte recent Kräutner (1969) a efectuat un studiu de sinteză petrografic şi petrochimic asupra rocilor bazaltice de pe întreg teritoriul masivului. Au fost cercetate ivirile din sectoarele Ohaba-Rădulești, Făgeţel, Muncelul Mic-Muncelul Mare-Bătrîna, Cerbăl şi Cerna. Pe baza caracterelor petrografice şi chimice rocile au fost atribuite basanitelor nefelinice, basanitelor nefelinitice, bazaltelor nefelinice. Spre deosebire de cercetătorii anteriori care atribuiau multe din iviri lavelor, Florentina Kräutner consideră că în toate situaţiile se află intruziuni de tipul sill, dyke, stîlp. Autoarea plasează erupţia bazaltelor alcaline din Poiana Ruscă în Pleistocen şi atribuie produsele magmatismului final. Se exprimă de asemenea opinia că bazaltele alcaline din această regiune aparţin unei provincii petrografice deosebite, care nu prezintă relaţii de consanguinitate cu produsele magmatismului subsecvent tardiv.

Pe teritoriul Munţilor Metaliferi rocile bazaltice sînt cunoscute şi descrise ca bazalte de multă vreme, la Detunata goală şi la Detunata flocoasă, precum şi în zona văii Mureşului, în apropiere de Ilia. În sectorul Detunata, Ghiţulescu şi Socolescu (1941) consideră două corpuri puse în loc în ultimele momente (faza a IV-a) ale activităţii eruptive din Munţii Metaliferi. Maxim (1944) argumentează vîrsta cuaternară a bazaltelor de Detunata.

Rocile bazaltice din valea Mureşului au fost descrise ca bazalte de către Hauer şi Stache (1863), Ghiţulescu, Socolescu (1941), Gheorghiu şi Mareş (1963), Ianovici et al. (1969). Halavats (1903) le descrie ca andezite iar Kräutner (1969) le consideră andezite bazaltice. Aparițiilor din sectorul Ilia li se adaugă

[4] Rapoarte aflate în Arhiva Institutului geologic. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

cele puse în evidență și descrise recent de Peltz și Peltz[5] în raza localității Tisa (est de Zam). Pentru rocile bazaltice de la Detunata, Măgura Bretii și Pîrîul Ursului considerînd datele petrografice și chimice (elemente majore și minore) am susținut [6] apartenența la andezite bazaltice. Majoritatea cercetătorilor mai sus amintiți sînt de acord cu atribuirea acestor roci ultimelor manifestări vulcanice desfășurate în regiune. După Rădulescu și Borcoș (1968) vulcanitele bazaltice în discuție — din valea Mureșului și de la Detunata — se cuprind în al III-lea ciclu de erupții desfășurat la sfîrșitul Pannonianului și începutul Cuaternarului; ele reprezintă ultimele produse ale magmatismului subsecvent alpin.

În ceea ce privește forma de zăcămînt a andezitelor bazaltice din sectorul valea Mureșului, în acord cu Kräutner, considerăm că în toate punctele de apariție acestea constituie structuri înrădăcinate.

În munții Călimani rocile bazaltice sînt reprezentate prin andezite bazaltice și ocupă suprafețe mai importante decît în celelate regiuni. Raportate însă la marea masă a vulcanitelor care constituie masivul Călimanilor, andezitele bazaltice acoperă suprafețe reduse. Dintre acestea, cele mai importante se situează în sud-estul munților Călimani, în sectorul Hurdugaș-Sărmaș, iar în nordul munților Călimani între Coverca și Poiana Negrii. Cu diferite ocazii Peltz (1967, 1968, 1969) arată că în munții Călimani erupțiile de andezite bazaltice s-au produs în ambele etape ale desfășurării vulcanismului, respectiv în Pliocen și în Pleistocen, marcînd stingerea activității.

În regiunea la care ne referim, ca și în Munții Metaliferi andezitele bazaltice reprezintă ultimele diferențiate ale magmatismului subsecvent tardiv.

Aparițiile din extremitatea sudică a munților Călimani au fost identificate și descrise inițial ca bazalte de Herbich (1878), Koch (1900), Selagian (1920), Atanasiu și Lobonțiu (1921). Separarea și caracterizarea petrografică și chimică a andezitelor bazaltice ca un tip intermediar între andezite și bazalte a fost făcută de Szádeczky (1928) pe baza observațiilor efectuate asupra rocilor din valea Mureșului și din alte puncte ale lanțului eruptiv Călimani—Harghita. Mai tîrziu au fost descrise andezite bazaltice în sudul munților Călimani de Török (1929), Savul și Kräutner (1936), Peltz (1965).

---

[5] S. Peltz, Margareta Peltz. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Zam-Tisa-Bulza. 1963. Arh. Inst. Geol. București.

[6] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

În nordul munților Călimani au fost descrise bazalte și andezite bazaltice de N i c h i t a (1934), C o s m a et al. (1964), T e o d o r u et al. (1970). P e l t z et al.[7] susțin cu date petrografice și chimice apartenența la andezite bazaltice a tuturor ivirilor din această parte a masivului eruptiv.

Vulcanismul andezito-bazaltic s-a manifestat prin forme efuzive, explozive și intruzive. Pînă în prezent au fost identificate cîteva aparate de tip central, de dimensiuni reduse (tab. 1), precum și intruziuni minore de tip dyke, sill, filon, în special în sudul masivului. Unele aparate vulcanice sînt alcătuite exclusiv din andezite bazaltice; în alte situații aceste roci reprezintă ultimele erupții, constituind curgerile superioare, fie numai umplutura canalului de alimentare. Această poziție a andezitelor bazaltice în anatomia aparatelor vulcanice constituie un argument edificator privind situarea lor ca ultim produs în succesiunea erupțiilor andezitice din teritoriu.

TABEL 1

Principalele structuri vulcanice

Nr. crt.	Denumire și localizare	Tipul de structură vulcanică	Compoziție
1	Piatra Roșie-Banat	stratovulcan	Bazalt
2	Rădulești-Poiana Ruscă	sill	Basanit
3	Făgețel-Poiana Ruscă	sill	Basanit
4	Valea Teteușului-Poiana Ruscă	stîlp	Basanit
5	Herepea-Poiana Ruscă	dyke	Andezit bazaltic
6	Bretea Mureșană-Metaliferi	stîlp	Andezit bazaltic
7	Detunata-Metaliferi	stîlp	Andezit bazaltic
8	Piatra Dornei-Călimani	vulcan de lavă	Andezit bazaltic
9	Vîrful Ascuțit-Călimani	vulcan de lavă	Andezit bazaltic
10	Bîtca Priporului-Călimani	vulcan de lavă	Andezit bazaltic
11	Tarnița-Călimani	vulcan de lavă	Andezit bazaltic
12	Hurdugaș-Călimani	stratovulcan	Andezit bazaltic
13	Bîrlog-Călimani	stratovulcan	Andezit bazaltic
14	Dealul Bogat-Perșani	stratovulcan	Bazalt

Cele mai importante erupții de bazalte tinere s-au produs în porțiunea terminală a lanțului eruptiv de la interiorul Carpaților Orientali, pe teritoriul vestic al munților Perșani. Curgerile de bazalte prezintă o extindere importantă în raza localității Racoșul de Jos, pe malul drept al Oltului; aici ele sînt deschise în numeroase și importante cariere. Curgerea se extinde spre nord în lungul versantului stîng al văii Sărata. O altă zonă

[7] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

importantă de apariție se află în lungul cursului mijlociu și inferior al văii Bogata, la sud de localitatea Bogata Olteană, unde sînt deschise mici cariere. Aceeași curgere apare pe o suprafață mult mai mică pe malul stîng al Oltului în raza localității Mateiaș; aici este bine deschisă cariera Coasta.

Bazaltele din Perșani sînt menționate de H a u e r și S t a c h e (1863). K o c h (1889, 1900) face considerații mai detaliate nu numai de ordin petrografic, dar și vulcanologic. Lui îi aparțin primele observații privind existența mai multor centre eruptive, care au eliberat produsele bazaltice. L a ț i u (1928) întocmește primul studiu petrografic-mineralogic. Se asociază punctului de vedere al lui K o c h privind proveniența bazaltelor din aparatele vulcanice Racoșul de Jos, Mateiaș, Hoghiz, Bogata, Lupșa, Comana, Rupea. Considerații privind proveniența și vîrsta produselor sînt făcute de P r e d a (1940), A t a n a s i u (1946), I l i e (1953), O r g h i d a n (1953), W a c h n e r (1953). Contribuții recente la cunoașterea alcătuirii, provenienței și vîrstei produselor (lave, scorii, piroclastite) au fost aduse de V a s i l e s c u [8]. Cercetătorii amintiți consideră că erupțiile de bazalte s-au produs în Pliocenul superior sau în Cuaternarul inferior.

În ceea ce privește forma de zăcămînt, V a s i l e s c u remarcă faptul că bazaltele se prezintă cu caractere ușor deosebite în fiecare punct de apariție.

R ă d u l e s c u (1969) consideră că rocile bazaltice din zona Toplița-Sărmaș și cele de la Racoșul de Jos se dispun pe o dislocație crustală cu direcția N—S care se continuă în Bulgaria (în lungul meridianului 25°30' E, între 42°—47° latitudine nordică).

Din cele arătate rezultă că pe teritoriul României s-a desfășurat la finele activității eruptive neozoice un vulcanism bazaltic de mică amploare comparativ cu cel andezitic, dar variat în ceea ce privește compoziția și formele de manifestare. Au avut loc erupții atît în unele regiuni vulcanice ca Munții Metaliferi și lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita, dar și în regiuni „nevulcanice" ca nordul munților Poiana Ruscă și vestul depresiunii pannonice.

O caracteristică a vulcanismului bazaltic este desfășurarea sa numai în două din cele trei unități vulcanice neozoice de pe teritoriul României; în unitatea Oaș-Gutîi produsele cele mai bazice sînt andezitele piroxenice uneori în facies bazaltoid.

[8] Al. V a s i l e s c u. Studiul eruptivului neogen din partea sudică a munților Harghita și Perșani. 1964. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

Remarcăm de asemenea că vulcanismul bazaltic alcalin şi cel andezito-bazaltic s-au manifestat fiecare în mod diferit şi în regiuni diferite. Aceasta ca urmare a evoluţiei magmatismului subsecvent alpin din teritoriu sub imperiul unui control structural deosebit.

3. PROBLEME DE CLASIFICARE ŞI NOMENCLATURĂ

Studiul efectuat evidenţiază o importantă variaţie a compoziţiei mineralogice şi chimice a rocilor bazaltice, ceea ce impune adoptarea unor criterii riguroase pentru clasificarea şi denumirea lor. Aceste criterii trebuie să aibă în vedere delimitarea bazaltelor de andezite, îndeosebi a andezitelor bazaltice de andezite, precum şi separarea diferitelor tipuri de bazalte.

Compoziţia mineralogică cantitativă (modală) este baza nomenclaturii moderne a rocilor magmatice. În cazul rocilor vulcanice care prezintă masa fundamentală fin granulară sau sticloasă, inaccesibilă observaţiilor microscopice, la stabilirea nomenclaturii trebuie luată în consideraţie şi compoziţia chimică. În acest caz compoziţia normativă este în măsură să furnizeze criterii obiective pentru stabilirea tipului petrografic. Se recomandă considerarea compoziţiei normative C.I.P.W.; pentru efectuarea calculelor în ultimul timp au fost întocmite programe şi au fost utilizate computere (Vitaliano et al., 1965; Jung, Schulz, 1965; Key et al., 1966).

Acest punct de vedere este împărtăşit de tot mai mulţi cercetători. Astfel, referindu-se la nomenclatura rocilor magmatice Wedepohl arată: „Unele roci vulcanice conţin porţiuni mai mari sau mai mici de sticlă. Calcularea unei „norme" a mineralelor potenţiale din analiza chimică a sticlei poate adeseori ajuta la localizarea adecvată a rocii în sistemul Q—A—P—F" (Wedepohl, 1969). În acord cu acest autor care preia principiile de clasificare propuse de Streckeisen (1967), pentru separarea andezitelor de bazalte şi clasificarea bazaltelor, criteriul principal este valoarea indicelui de culoare *M*, precum şi prezenţa unor minerale caracteristice în „mod" sau „normă".

Pentru clasificarea rocilor bazaltice există mai multe scheme care în marea majoritate a cazurilor pornesc de la recunoaşterea a două principale grupe de roci: bazalte tholeitice şi bazalte alcaline, corespunzătoare celor două tipuri de magme bazaltice (Kennedy, 1933; Tilley, 1950; Turner, Verhoogen, 1960); în acord cu Kuno (1959, 1960, 1968) acestora li se adaugă bazaltele foarte aluminoase. Turner şi Verhoogen arată că pentru tholeite este caracteristică participarea

Institutul Geologic al României

în proporție importantă a hiperstenului, cuarțului, lipsa olivinei și a nefelinului în normă. Spre deosebire de tholeite, bazaltele alcaline apar ca roci net nesaturate, cu olivină și nefelin în normă. În clasificarea generală adoptată pentru bazaltele din vestul Carpaților, M i h a l i k o v a și S i m o v a (1965) recunosc de asemenea dificultatea și uneori chiar

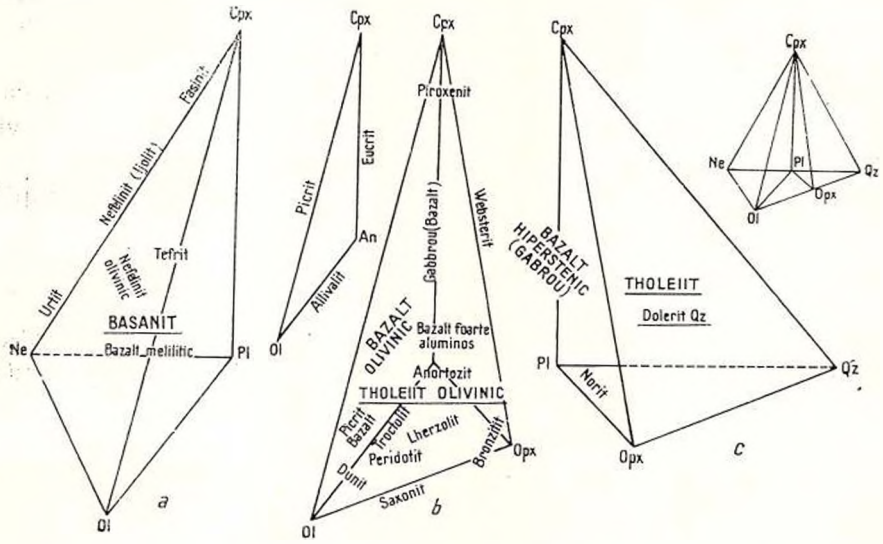


Fig. 2. — Poziția rocilor bazaltice în sistemul Clinopiroxeni-Nefelin-Olivină-Cuarț, după Y o d e r și T i l l e y, 1962 (considerînd compoziția normativă):
a, grupul bazaltelor alcaline; b grupul tholeitelor cu olivină; c, grupul tholeitelor.
Position of basaltic rocks in the Clinopyroxene-Nepheline-Olivine-Quartz System according to Y o d e r and T i l l e y, 1962 (taking into account the normative composition):
a, alkali basalt group; b, olivine-tholeiite group; c) tholeiite group.

imposibilitatea utilizării compoziției modale. Pe baza prezenței în normă a hiperstenului și cuarțului + Q (L a r s e n), sau a olivinei și nefelinului (±)—Q (L a r s e n), rocile sînt atribuite bazaltelor tholeitice, respectiv bazaltelor alcaline. Y o d e r și T i l l e y (1962) consideră cinci grupe de roci bazaltice în acord cu componenții normativi și poziția în sistemul tetraedric clinopiroxeni-nefelin-olivină-cuarț. Prin poziția pe care o au în sistemul tetraedric (fig. 2) rocile în discuție se clasifică astfel: bazaltele din Banat și Perșani, basanitele și bazaltele nefelinice din Poiana Ruscă la grupa bazaltelor alcaline, deoarece conțin olivină normativă și nefelin normativ. Andezitele bazaltice din Metaliferi se încadrează la grupa tholeitelor suprasaturate deoarece conțin cuarț și hipersten normativ. Spre deosebire de acestea, andezitele bazaltice din Călimani apar mai

Institutul Geologic al României

diferenţiate. Astfel, analizele provenite din Dealul Buzelanu şi Dealul Ploptiş indică prezenţa tholeitelor nesaturate (olivinice) datorită participării hiperstenului normativ şi a olivinei normative; restul andezitelor bazaltice se încadrează la grupa tholeitelor suprasaturate.

Pornind de la particularităţile petrografice şi chimice ale rocilor în discuţie, pentru clasificare am luat în consideraţie: tipul de magmă; indicele de culoare *M* (în acord cu Streckeisen, 1967); conţinutul în An calculat din plagioclazul normativ (în acord cu Jung şi Brousse, 1959); valoarea plagioclazului normativ; prezenţa sau absenţa cuarţului şi a hiperstenului normativ; datele compoziţiei modale privind participarea feldspaţilor, feldspatoizilor, piroxenilor şi olivinei.

Pe baza acestor criterii, pentru rocile bazaltice studiate adoptăm următoarea clasificare şi nomenclatură:

I. Bazalte tholeitice

1. **Andezit bazaltic.** M· 20—30 ; An >50; magma gabbrodioritică; în compoziţia virtuală: cuarţ, plagioclaz în jurul valorii de 50, hipersten.

II. Bazalte alcaline

1. **Bazalt olivinic cu nefelin virtual.** M 40 — 60, An >50; magma gabbroică; în compoziţia virtuală: plagioclaz peste 40, olivină, diopsid, nefelin.

2. **Basanit şi bazalt nefelinic.** M 40—60, An >50; magma melatheralitică şi essexit-gabbroică; în compoziţia virtuală: plagioclaz sub 40, nefelin, olivină, diopsid.

TABE

Compoziţia modală a

Nr. de ordine	1·	2·	3·	4·	5·	6·	7·	8·
Plagioclaz, fenocristale								
Piroxeni, fenocristale	13,1	8,0	1,0	4,0	1,0	11,4	6,5	8,0
Olivină, fenocristale	11,1	6,0	4,5	10,0	8,0	1,6	10,0	6,0
Masă fundamentală	75,8	87,0	94,5	86,0	91,0	87,0	83,5	86,0
Minerale opace în masa fundamentală								

· În masa fundamentală: piroxeni, nefelin, plagioclaz, hornblendă, magnetit, sticlă
* În masa fundamentală: plagioclaz, piroxeni, olivină, magnetit, sticlă
1—9 după Florentina Kräutner, 1969; 19—21 după O. Nichita 1934.
Localizare: Munţii Poiana Ruscă: 1, Ferigi; 2, V. Boului; 3, Răduleşti; 4, Cerbăl; 5, Dealul Fîntînii; 6, Valea Brădeţel; 7. Vf. Varzuri; 8. Valea Cornetu; 9. Panc. Banat:

Institutul Geologic al României

4. DESCRIEREA TIPURILOR PETROGRAFICE

Basanite şi bazalte nefelinice. Studiul mineralogic-petrografic al rocilor bazaltice din masivul Poiana Ruscă a fost efectuat de K r ä u t n e r (1969). Rocile analizate de noi sînt fine, compacte, de culoare neagră. Prezintă structura porfirică şi textura masivă. La microscop se observă structura porfirică determinată de fenocristalele de piroxeni (augit) şi olivină, rareori de plagioclaz (tab. 2). În masa fundamentală se observă multă sticlă, microlite de plagioclaz, nefelin, augit, magnetit, sporadic hornblendă, clorit, zeoliţi (tab. 3).

Bazalte. Studiul mineralogic-petrografic detaliat al bazaltelor din Banat a fost efectuat de S a v u l şi N i c h i t a (1945), iar al celor din Perşani de L a ţ i u (1929). Bazaltele studiate de noi sînt roci de culoare cenuşiu-închisă, compacte sau poroase. Sub microscop prezintă structura porfirică imprimată de fenocristalele de olivină, augit, plagioclaz (An 60-73) (tab. 2). În masa fundamentală cu structura intersertală spre microdoleritică se observă microlite prismatice sau prismatice-aciculare de plagioclaz, microlite de augit, olivină, magnetit. Bazaltele din Banat conţin de asemenea ilmenit, calcit, clorit (tab. 3).

În sectorul Racoşul de Jos bazaltele conţin incluziuni exogene de cuarţ. În acord cu L a ţ i u (1929) cuarţul prezintă extincţie ondulatorie şi fisurări datorită efortului de răcire; la periferie se observă coroane keliphytice alcătuite din microlite de diopsid. Se presupune că aceste cristale de cuarţ provin din tufurile dacitice care se află în fundamentul curgerilor de bazalt, sau din rocile neocomiene.

LUL 2

rocilor bazaltice

9 ·	10*	11*	12*	13*	14*	15*	16*	17*	18*	19*	20*	21*	22*	23*	24*	25*	26*
	6,1					5,2		20,0	35,1	50,0	25,0	45,0	30,2	56,8			5,5
3,0	3,8	16,0	4,7	7,5	6,0	4,0	11,8	15,0	5,3	12,0	5,0	10,0	8,5	2,8	9,0	6,0	5,0
9,0	4,8	12,0	9,3	9,0	13,0	1,4	2,7	1,4	1,0	6,0	3,0	13,0	7,3	6,0	7,3	7,0	0,3
88,0	85,3	72,0	86,0	83,5	81,0	89,4	85,5	63,6	58,6	32,0	67,0	32,0	54,0	34,4	83,7	87,0	89,2
	5,7	10,0	7,0	3,7	2,2	3,0	1,3	2,5	3,0	2,0	1,0	2,0	7,3	3,5	8,0	5,0	2

10, Lucareţ-Zencani; 11, Lucareţ; 12, Lucareţ-Ghizela. Munţii Perşani: 13, 14, Racoş. Munţii Metaliferi: 15, Măgura Bretii; 16, Detunata. Munţii Călimani: 17, Pîriul Negrişoara; 18, Buzelanu; 19, Mereşălul; 20, Valea Haita; 21, Valea Neagra; 22, Valea Ilişoara; 23, Piatra Piştii; 24, Dealul Birlog; 25, Pîriul Banya; 26, Pîriul Sărmaş.

Institutul Geologic al României

TABEL 3

Mineralele constitutive ale rocilor bazaltice

Nr. crt.	Fenocristale					Masă fundamentală											Xenolite
	Plagioclaz	Augit	Hipersten	Olivină	Hornblendă	Plagioclaz	Nefelin	Augit	Hipersten	Olivină	Hornblendă	Magnetit	Ilmenit	Calcit	Clorit	Zeoliți	Sticlă	
1		+		+			+	+				+				+	+	
2		+		+			+	+				+				+	+	
3		+		+		+	+	+			+	+			+	+	+	
4		+		+		+	+	+			+	+			+	+	+	
5		+		+		+	+	+			+	+			+	+	+	
6		+		+		+	+	+			+	+			+	+	+	
7		+		+		+	+	+			+	+			+	+	+	
8		+		+		+	+	+			+	+			+	+	+	
9		+		+		+	+	+			+	+			+	+	+	
10	+	+		+		+		+		+		+	+	+	+		+	+
11		+		+		+		+		+		+	+	+	+		+	+
12		+		+		+		+		+		+	+	+	+		+	+
13		+		+		+		+		+		+					+	+
14		+		+		+		+		+		+					+	+
15	+	+		+		+		+	+			+		+			+	+
16		+		+	+	+		+		+		+					+	
17	+	+	+	+		+		+	+	+		+					+	
18	+	+	+	+		+		+	+	+		+					+	
19	+	+		+		+		+		+		+					+	
20	+	+		+		+		+		+		+		+			+	
21	+	+		+		+		+		+		+		+			+	
22	+	+	+			+		+	+	+		+		+	+		+	
23	+	+	+			+		+	+	+		+		+	+		+	
24	+	+		+		+		+	+	+	+	+	+	+	+		+	
25	+	+		+		+		+	+	+	+	+	+	+	+		+	
26	+	+		+		+		+	+	+		+		+	+		+	

Andezite bazaltice. Aceste roci reprezintă un grup de tranziție; criteriile privind deosebirea andezitelor de bazalte s-au aflat în atenția multor cercetători care s-au preocupat de clasificarea rocilor eruptive. Majoritatea au luat în considerare compoziția plagioclazului (An 50 fiind acceptat ca limită) și prezența unor minerale caracteristice ca olivina, hiperstenul, cuarțul, precum și structura masei fundamentale. Merită a fi menționat faptul că încă în anul 1913 I d d i n g s diferențiază andezitele de bazalte pe baza compoziției feldspatului normativ. În ultimii 25 de ani separarea andezitelor de bazalte a avut drept criteriu principal valoarea indicelui de culoare *M* și compoziția plagioclazului.

După cum am mai arătat, în România caracterizarea andezitelor bazaltice ca un tip petrografic intermediar între bazalte și andezite a

Institutul Geologic al României

fost făcută de S z á d e c z k y (1928) pe baza observațiilor asupra rocilor din diferite sectoare ale lanțului Călimani-Harghita.

Andezitele bazaltice din Munții Metaliferi sînt roci foarte compacte, de culoare cenușiu-negricioasă. La microscop se observă structura porfirică și microstructura subofitică spre microdoleritică. Se disting fenocristale de plagioclaz, piroxeni și olivină, adeseori complet transformată; la Detunata flocoasă acestora li se asociază sporadic cristale de hornblendă, opacitizată (tab. 2). Masa fundamentală este constituită din sticlă, microlite de plagioclaz, augit, olivină (Detunata, Pîrîul Ursului), hipersten (Măgura Bretii), magnetit (tab. 3).

Pentru andezitul bazaltic de la Detunata goală este caracteristică prezența alveolelor megascopice și microscopice de formă circular-eliptică, umplute cu silice.

Andezitele bazaltice din munții Călimani apar ca roci fine, compacte, de culoare neagră cu tonuri cenușii, verzui sau violacee. Structura masei fundamentale este pilotaxitică în cazul lavelor și microdoleritică în cazul intruziunilor. La alcătuirea mineralogică participă: plagioclaz (An 45-55), piroxeni, (augit cu totul subordonat hipersten sau pigeonit), olivină (prezintă produse de alterare tip iddingsit sau clorit) (tab. 2 și 3). La rocile din sectorul Dealul Prelucii, P e l t z (1969) a pus în evidență prezența clinoferosilitului și a clinoenstatitului. După caracterele petrografice și chimice același autor separă în sud-estul munților Călimani următoarele varietăți: andezitul bazaltic de Tarnița care se apropie mai mult de andezitele piroxenice; andezitul bazaltic de Ilișoara cu caractere structurale mineralogice și chimice proprii andezitelor bazaltice tipice; andezitul bazaltic de Sărmaș care se apropie mai mult de bazalte.

Procesele de cristalizare fracționată a magmei bazaltice sînt dominate în primele stadii de separarea cristalelor de olivină, piroxeni, plagioclaz bazic, care apar ca fenocristale. Apoi, în funcție de condițiile termodinamice cristalizează restul topiturii ca masă fundamentală (microlite și sticlă). Rezultă că examinarea relațiilor cantitative (compoziția modală) între fenocristale și masa fundamentală poate evidenția pentru fiecare tip de rocă particularități ale istoriei cristalizării sale și contribuie totodată la sesizarea sub acest aspect a afinităților sau a deosebirilor între rocile pe care le studiem.

Pornind de la aceste considerente am construit diagrame de variație ale cristalizării plagioclazului, piroxenilor și olivinei în raport cu masa fundamentală. Aceste diagrame (fig. 3) ilustrează în mod sugestiv particularitățile cristalizării fiecărui tip de bazalt. Datele utilizate pentru

Institutul Geologic al României

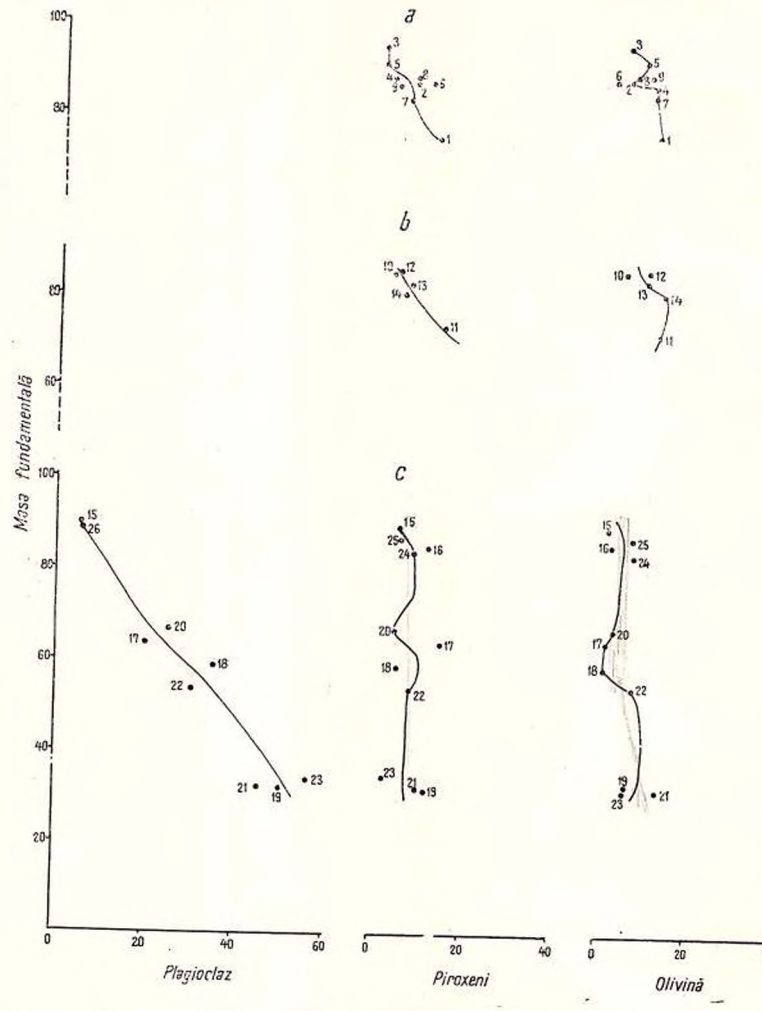


Fig. 3. — Diagrame de variaţie ale cristalizării plagioclazului, piroxenilor şi olivinei în raport cu masa fundamentală :

a, basanite şi bazalte nefelinice ; b, bazalte ; c, andezite bazaltice.

Variations diagrams of the plagioclase, pyroxenes and olivine crystallization versus the groundmass :

a, nepheline basanites and basalts ; b, basalts ; c, basaltic andesites.

construcţia diagramelor sînt cele din tabelul 2 ; ele privesc fenocristalele de piroxeni, olivină şi plagioclaz, precum şi masa fundamentală.

Cea mai importantă constatare ce se desprinde din examinarea acestor diagrame este deosebirea între cele trei tipuri principale de roci

Institutul Geologic al României

bazaltice, exprimată de alura lor diferită; totodată, se remarcă o apropiere între basanite și bazalte. În cazul rocilor din Poiana Ruscă sînt evidente deosebirile dintre bazalte nefelinice și basanite nefelinitice care ocupă extremitățile diagramei, apoi între acestea și basanitele nefelinice care se grupează în partea mediană a diagramei. La bazalte sînt sesizabile deosebirile dintre rocile de la Lucareț și Ghizela-Zencani, apoi între acestea și cele din Perșani.

În ceea ce privește andezitele bazaltice diagramele plagioclazului, piroxenilor și olivinei pun în evidență afinități între rocile de la Măgura Bretii și Detunata, apoi între acestea și cele de la Sărmaș. Totodată, se observă deosebiri între andezitele bazaltice din diferite sectoare ale munților Călimani, ilustrate de poziția lor în diagramă. Atrage atenția poziția apropiată a rocilor de la Piatra Pistii, Mereșălul, Valea Neagră.

5. Chimismul

Pentru studiul chimismului rocilor bazaltice dispunem de 26 analize chimice și 52 analize spectrale.

Analizele chimice și spectrale efectuate în vederea acestui studiu completează substanțial fondul de date anterioare privind rocile bazaltice plio-cuaternare din România. Se poate aprecia că dispunem în prezent de suficiente elemente care să permită abordarea problemelor petrochimiei și geochimiei rocilor bazaltice. Aceste date sînt reprezentative pentru întreg teritoriul României, aparținînd tuturor petrotipurilor și totodată provenind din toate sectoarele unde se află asemenea roci.

Înscriindu-se în preocupările din ultimii ani privind studiul petrochimic și geochimic al produselor magmatismului subsecvent tardiv din România, lucrarea abordează probleme examinate de unii dintre noi cu alte ocazii [8], adaptate la specificul rocilor bazaltice și anume: caracterizarea chimismului petrotipurilor, confirmarea cu date chimice și spectrale a acestora; sesizarea deosebirilor între roci aparținînd aceluiași tip petrografic, dar unor unități geologice, structuri vulcanice sau momente de erupție diferite; comagmatismul și diferențierea rocilor bazaltice, caracterul magmelor; compararea chimismului produselor; problema magmei-tip și legătura genetică cu mantaua superioară.

[8] S. Peltz, Al. Vasilescu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Corelarea formațiunilor eruptive masive din lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita. 1969. Inst. Geol. București.

S. Peltz, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu (in acest volum). Petrologia magmatitelor subvulcanice neogene din Carpații Orientali.

Institutul Geologic al României

TABEL 4

Analize chimice

Nr. crt.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	SO_3	S	Total	Analist
								Banat										
1	46,45	16,10	3,13	7,00	0,17	8,22	8,94	3,97	1,93	2,33	0,77	0,68	—	—	—	—	99,69	C. Vasiliu
2	46,76	16,67	3,65	6,34	0,16	7,92	8,52	4,75	1,35	2,30	0,75	0,58	—	—	—	—	99,75	,,
3	47,54	15,86	1,69	8,42	0,17	8,98	8,52	3,87	1,66	2,24	0,61	0,14	—	—	—	urme	99,70	,,
								Munții Poiana Ruscă										
4	38,38	11,83	4,86	6,70	0,20	12,29	11,34	6,80	1,15	2,15	0,72	2,38	0,62	0,12	0,10	—	99,64	S. Iliescu
5	41,12	13,20	5,32	7,21	0,20	10,18	10,93	4,66	1,08	2,27	1,00	2,62	—	urme	urme	—	99,79	G. Lahovary
6	41,63	15,18	3,57	6,51	0,19	10,40	10,55	4,87	1,50	2,10	0,96	2,37	—	—	—	urme	99,83	C. Vasiliu
7	42,10	15,25	5,14	6,29	0,18	11,00	11,06	3,00	1,20	1,95	0,72	1,00		1,18	urme	—	100,07	M. Matei
8	44,50	13,60	5,49	6,15	0,15	9,90	10,78	3,25	1,24	1,70	0,80	0,45		1,05	urme	—	99,06	,,
								Munții Metaliferi										
9	52,20	16,57	5,63	6,84	1,07	5,50	7,91	1,55	0,17	1,60	0,30	0,33	0,07	—	0,26	—	100,00	E. Zamfirescu
10	52,86	18,35	2,60	4,37	0,11	5,29	8,15	3,69	1,38	0,92	0,25	1,01	—	1,27	—	urme	100,25	C. Vasiliu
11	53,91	16,33	1,89	4,73	0,14	6,75	9,98	2,79	1,40	0,92	0,22	0,62	—	—	—	—	99,68	,,
12	54,44	16,15	1,92	4,44	0,15	7,20	9,61	2,85	1,48	0,92	0,21	0,53	—	—	—	—	99,90	,,
								Munții Călimani										
13	48,69	19,64	4,20	5,63	0,19	5,34	9,75	2,78	1,29	1,11	0,25	1,28	—	—	—	—	100,15	C. Vasiliu
14	49,72	17,73	1,63	6,63	0,16	6,27	10,57	2,53	0,73	0,97	0,09	0,87	—	1,83	—	urme	99,73	,,
15	50,11	16,18	3,07	6,33	0,15	8,46	8,77	2,71	1,54	1,17	0,18	0,98	—	0,15	—	0,03	99,83	,,
16	50,33	19,60	6,22	4,00	0,52	5,50	7,87	2,00	0,44	1,05	0,20	0,14	1,74	—	—	—	99,61	Al. Dănciulescu
17	50,45	19,05	2,35	6,09	0,06	3,62	8,51	2,95	1,67	1,61	0,18	2,11	0,55	—	nedet.	—	99,23	O. Nichita
18	50,80	17,00	5,30	4,65	0,14	4,95	8,65	4,08	2,38	1,30	0,24	0,55	—	—	—	—	100,64	Gr. Racu
19	51,23	17,50	3,86	5,44	0,14	6,28	8,04	2,96	1,66	1,26	0,38	1,20	—	—	—	urme	99,95	C. Vasiliu
20	51,23	16,90	2,20	6,83	0,18	5,23	8,35	2,87	1,60	0,95	0,35	0,80	—	2,26	—	urme	99,75	,,
21	51,33	16,64	1,90	6,12	0,15	6,39	8,88	2,92	1,88	1,02	0,23	0,93	—	1,33	—	urme	99,72	,,
22	51,36	19,93	3,02	6,42	0,13	4,55	8,52	2,88	1,83	0,90	0,13	0,43	0,39	—	nedet.	—	100,58	O. Nichita
23	52,09	23,70	7,43	1,26	0,48	3,20	8,68	1,33	0,33	0,55	0,11	0,18	1,00	—	—	—	100,34	Al. Dănciulescu
24	52,60	20,45	1,68	6,45	0,18	4,40	7,48	3,42	1,41	1,15	0,25	0,36	0,29	—	nedet.	—	100,12	O. Nichita
								Munții Perșani										
25	45,61	15,60	2,82	7,00	0,17	9,89	9,86	4,11	2,03	1,70	0,61	0,30	—	—	—	—	99,70	C. Vasiliu
26	47,61	16,26	2,14	6,48	0,15	10,53	10,16	3,19	1,38	1,62	0,35	0,24	—	—	—	—	100,11	C. Vasiliu și A. Medeșan

Institutul Geologic al României

TABEL 5

Parametrii Niggli

Nr. crt.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Tipul de magmă
								Banat								
1	104,3	21,3	46,0	21,4	11,3	0,24	0,60	0,47	3,9	0,81	0,28	−40,9	22,4	40,3	37,3	Normal gabbroică
2	105,2	22,2	44,9	20,5	12,4	0,16	0,59	0,46	3,9	0,81	0,34	−44,4	21,9	42,3	35,8	Normal gabbroică
3	105,3	20,7	48,4	20,2	10,6	0,23	0,61	0,42	3,7	0,53	0,16	−37,1	23,0	38,9	38,1	Normal gabbroică
								Munţii Poiana Ruscă								
4	70,8	13,0	50,9	22,5	13,6	0,10	0,65	0,44	2,98	0,57	—	−81,8	3,2	38,8	58,0	Melatheralitică
5	82,1	15,5	50,7	23,4	10,4	0,13	0,60	0,46	3,45	0,84	—	−59,5	12,9	36,6	50,5	Melatheralitică
6	83,7	18,0	48,0	22,7	11,3	0,17	0,65	0,47	3,1	0,85	0,34	−61,5	14,0	40,3	45,7	Melatheralitică
7	83,8	17,8	51,3	23,6	7,3	0,21	0,63	0,46	2,91	0,62	—	−45,4	17,8	35,4	46,8	Essexit-gabbroidă
8	93,3	16,7	50,7	24,3	8,3	0,20	0,61	0,48	2,64	0,75	—	−39,8	20,4	33,6	46,0	Essexit-gabbroidă
								Munţii Metaliferi								
9	134,0	25,1	49,0	21,8	4,1	0,06	0,42	0,44	3,1	0,30	—	17,6	37,9	32,8	29,3	Orbitică
10	140,8	28,8	36,0	23,2	12,0	0,20	0,58	0,64	1,8	0,32	0,34	− 7,2	33,8	43,1	23,1	Orbitică
11	137,6	24,5	39,0	27,3	9,2	0,25	0,66	0,70	1,7	0,15	0,29	0,8	34,4	37,0	28,6	Orbitică
12	137,4	24,1	40,5	25,9	9,4	0,26	0,67	0,64	1,7	0,15	0,28	− 0,2	34,0	36,8	29,1	Orbitică
								Munţii Călimani								
13	117,5	27,8	38,4	25,2	8,6	0,24	0,50	0,66	2,0	0,29	0,40	−16,9	30,6	42,6	26,8	Normal gabbrodioritică
14	122,0	25,6	39,6	27,7	7,1	0,15	0,58	0,70	1,8	0,15	0,18	− 6,4	32,6	38,2	29,2	Normal gabbrodioritică
15	117,0	22,3	47,4	21,9	8,4	0,27	0,62	0,46	2,1	0,14	0,30	−16,6	29,1	36,8	34,1	Melagabbrodioritică
16	130,0	29,8	42,9	21,7	5,6	0,17	0,49	0,50	2,1	0,15	0,58	15,7	36,8	39,6	23,6	Normal gabbrodioritică
17	137,5	30,6	33,7	24,9	10,8	0,27	0,44	0,74	3,3	0,16	0,26	− 5,7	34,2	44,0	21,8	Orbitică
18	127,0	25,0	38,3	23,1	13,6	0,27	0,48	0,60	2,4	0,15	0,50	−29,0	28,7	42,6	28,7	Normal gabbrodioritică
19	128,6	25,9	42,5	21,6	10,0	0,27	0,55	0,51	2,4	0,45	0,39	−11,4	31,8	40,2	28,0	Normal gabbrodioritică
20	134,5	26,2	40,4	23,5	9,9	0,27	0,51	0,58	1,9	0,47	0,23	− 5,1	33,5	39,6	26,9	Orbitică
21	129,7	24,7	41,0	24,1	10,2	0,30	0,59	0,59	2,0	0,15	0,22	−11,1	31,5	39,2	29,2	Normal gabbrodioritică
22	130,0	30,0	37,0	23,0	10,0	0,29	0,49	0,62	—	—	—	—	33,5	43,9	22,6	Normal gabbrodioritică
23	143,0	38,0	32,0	26,0	4,0	0,10	0,40	0,80	1,16	0,16	0,84	27,0	43,4	44,2	12,6	Orbitică
24	140,0	32,0	35,5	21,5	11,0	0,21	0,49	0,60	—	—	—	—	34,9	45,3	19,8	Orbitică
								Munţii Perşani								
25	95,3	19,2	47,8	22,1	10,9	0,24	0,65	0,46	2,6	0,50	0,27	−48,3	19,0	39,4	41,6	Normal gabbroică
26	100,7	20,3	48,1	23,0	8,5	0,22	0,69	0,48	2,5	0,38	0,22	−33,3	23,5	37,1	39,4	Normal gabbroică

Institutul Geologic al României

TABEL 6

Parametri Rittmann

Nr. crt.	SiO_2	Al	Alk	CaO	FM	k	ca	an	Diagrama și tabelul	Denumirea rocii
					Banat					
1	46,45	14,49	7,88	8,94	27,46	0,24	4,97	0,30	B5	Trahibazalt cu andezin și olivină
2	47,76	15,00	8,47	8,52	26,64	0,16	4,60	0,28	C8	Basanit nefelinic închis
3	47,54	14,27	7,46	8,52	29,10	0,22	4,43	0,31	B7	Bazalt cu andezin și olivină
					Munții Poiana Ruscă					
4	38,38	10,65	11,35	11,34	37,03	0,10	11,76	0,03	D8	Nefelinit femic
5	41,12	11,88	8,07	10,93	33,83	0,13	8,64	0,19	D4	Nefelinit cu olivină
6	41,63	13,66	8,80	10,55	31,74	0,17	7,63	0,18	D4	Nefelinit cu olivină
7	42,10	13,72	5,70	11,06	34,26	0,21	6,25	0,41	D4	Nefelinit cu olivină
8	44,50	12,24	6,12	10,78	32,22	0,20	7,11	0,33	B7	Bazalt cu andezin și olivină
					Munții Metaliferi					
9	52,20	14,91	2,50	7,91	25,33	0,07	0,46	0,71	B8	Andezit cu labrador și pigeonit
10	52,86	16,52	6,91	8,15	18,11	0,20	2,38	0,41	B7	Andezit cu pigeonit
11	53,91	14,70	5,58	9,98	20,75	0,25	4,51	0,45	B8	Andezit cu labrador
12	54,44	14,54	5,75	9,61	21,36	0,26	4,34	0,43	B8	Andezit cu labrador
					Munții Călimani					
13	48,69	17,68	5,46	9,75	21,28	0,24	2,42	0,53	B8	Andezit cu labrador și pigeonit
14	49,72	15,96	4,52	10,57	21,64	0,16	3,71	0,56	B8	Andezit cu labrador
15	50,11	14,54	5,60	8,77	27,12	0,27	3,41	0,44	B6	Trahibazalt cu olivină
16	50,33	17,64	3,44	7,87	22,19	0,13	−0,65	0,66	B8	Andezit cu labrador și pigeonit
17	50,45	17,14	6,10	8,51	16,36	0,27	1,89	0,48	B8	Andezit cu labrador și pigeonit
18	50,80	15,30	8,50	8,65	20,47	0,28	4,57	0,29	B5	Trahibazalt cu andezin și olivină
19	51,23	15,75	6,10	8,04	22,56	0,27	2,25	0,44	B8	Andezit cu labrador și pigeonit
20	51,23	15,21	5,90	8,35	20,37	0,27	2,76	0,44	B8	Andezit cu labrador și pigeonit
21	51,33	14,98	6,26	8,88	21,58	0,30	3,65	0,41	B5	Trahibazalt cu andezin și olivină
22	51,36	17,94	6,15	8,52	19,33	0,30	1,45	0,49	B6/8	Trahiandezit cu labrador și olivină-Andezit cu labrador și pigeonit
23	52,09	21,33	2,33	8,68	15,74	0,14	−2,72	0,76	B8	Andezit cu labrador
24	52,60	18,40	6,54	7,48	17,77	0,22	0,36	0,48	B8	Andezit cu labrador și pigeonit
					Munții Perșani					
25	45,61	14,04	8,19	9,86	30,49	0,25	6,35	0,26	B5	Trahibazalt cu andezin și olivină
26	47,61	14,63	6,16	10,16	30,33	0,22	5,08	0,41	B7	Bazalt cu andezin

Institutul Geologic al României

TABEL 7

Compoziția normată (C.I.P.W.), Q, A, P, F, M, An

Nr. crt.	qu	or	le	ab	ne	ac	an	di	hy	ol	c	Ca ortosilicat	ap	cc	mt	hm	il	pr	Q	A	P	F	M	An
Banat																								
1	—	11,12	—	19,91	7,38	—	20,57	14,46	—	14,52	—	—	2,02	—	4,41	—	4,41	—	—	18,9	68,6	12,5	39,8	50,8
2	—	8,34	—	24,10	8,80	—	20,02	13,28	—	13,08	—	—	2,02	—	5,34	—	4,41	—	—	13,6	72,0	14,4	38,1	45,4
3	—	10,01	—	21,22	6,11	—	21,13	14,14	—	18,84	—	—	1,34	—	2,55	—	4,26	—	—	17,1	72.4	10,5	41,1	49,9
Munții Poiana Ruscă																								
4	—	—	5,67	—	29,25	3,23	—	19,14	—	19,50	—	8,17	1,68	0,30	5,57	—	4,10	—	—	—	—	100,0	61,4	—
5	—	6,67	—	4,72	18,74	—	11,68	28,66	—	12,15	—	—	2,35	—	7,66	—	4,41	—	—	16,0	39,2	44,8	55,2	71,2
6	—	8,90	—	2,10	21,02	—	15,29	24,27	—	14,34	—	—	2,35	—	5,34	—	2,35	—	—	18,8	36,8	44,4	48,7	87,9
7	—	7,23	—	13,10	6,53	—	24,74	14,04	—	17,77	—	—	1,68	2,70	7,42	—	3,80	—	—	14,0	73,3	12,7	44,7	65,4
8	—	7,23	—	20,96	3,69	—	18,63	18,03	—	14,53	—	—	2,02	2,40	7,89	—	3,19	—	—	14,3	78,4	7,3	45,7	47,1
Munții Metaliferi																								
9	14,88	1,11	—	13,10	—	—	37,25	—	20,86	—	0,20	—	0,67	—	8,12	—	3,04	—	22,4	1,7	75,9	—	32,7	74,0
10	3,00	8,34	—	31,44	—	—	29,19	0,89	17,29	—	—	—	0,67	2,90	3,71	—	1,67	—	4,2	11,6	84,2	—	24,2	48,1
11	2,94	8,34	—	23.58	—	—	27,80	16,71	14,73	—	—	—	0,34	—	2,78	—	1,67	—	4,7	13,8	82,0	—	36,2	54,1
12	2,94	8,90	—	24,10	—	—	26,97	15,76	15,80	—	—	—	0,34	—	2,78	—	1,67	—	4,7	14,1	81,2	—	36,4	52,8
Munții Călimani																								
13	—	7,78	—	23,58	—	—	36,97	7,60	11,52	2,49	—	—	0,67	—	6,03	—	2,13	—	—	11,4	88,6	—	30,4	61,1
14	2,64	3,89	—	21,48	—	—	35,03	3,85	23,13	—	—	—	0,34	4,20	2,32	—	1,82	—	4,2	6,2	89,6	—	31,5	62,0
15	—	8,90	—	23,06	—	—	27,52	11,14	14,46	6,24	—	—	0,34	0,40	4,29	—	2,28	0,06	—	15,0	85,0	—	38,8	54,4
16	12,12	2,22	—	16,77	—	—	38,09	—	14,92	—	1,94	—	0,34	—	9,05	—	2,13	—	17,5	3,2	79,3	—	26,4	69,4
17	1,98	10,01	—	25,15	—	—	33,64	6,37	12,61	—	—	—	0,34	—	3,48	—	3,04	—	2,8	14,1	83,1	—	25,8	57,2
18	—	13,90	—	29,87	2,56	—	21,13	16,52	—	4,88	—	—	0,34	—	7,66	—	2,43	—	—	20,6	75,6	3,8	31,8	41,4
19	1,44	10,01	—	25,15	—	—	29,47	6,01	17,74	—	—	—	1,01	—	5,57	—	2,43	—	2,2	15,1	82,7	—	32,8	54,0
20	5,82	9,45	—	24,10	—	—	24,46	—	22,50	—	1,53	—	1,01	5,10	3,25	—	1,82	—	9,1	14,8	76,1	—	28,6	50,4
21	0,66	11,12	—	24,63	—	—	26,69	6,51	20,93	—	—	—	0,34	3,10	2,78	—	1,98	—	1,0	17,6	81,4	—	32,5	52,0
22	0,54	10,56	—	24,63	—	—	35,86	4,52	16,86	—	—	—	0,34	—	4,41	—	1,98	—	0,8	14,7	84,5	—	28,1	59,3
23	20,04	1,67	—	11,53	—	—	42,26	—	7,90	—	5,61	—	0,34	—	4,18	4,48	1,06	—	26,5	2,2	71,3	—	18,0	78,6
24	1,56	8,34	—	28,82	—	—	35,51	—	19,74	—	0,41	—	0,67	—	2,55	—	2,28	—	2,1	11,3	86,6	—	25,2	55,1
Munții Perșani																								
25	—	11,68	—	9,43	13,63	—	18,35	21,56	—	15,94	—	—	1,34	—	4,18	—	3,19	—	—	22,0	52,3	25,7	46,2	66,1
26	—	8,34	—	17,81	5,11	—	25,85	17,31	—	18,37	—	—	1,01	—	3,02	—	3,04	—	—	14,6	76,5	8,9	42,8	59,2

Institutul Geologic al României

5.1. Compoziția chimică (constituenți majori)

Cele 26 analize chimice prelucrate de noi reprezintă 10 bazalte alcaline și 16 bazalte tholeitice. Datele au fost înscrise în tabelul 4, grupate fiind pe tipuri de roci și unități geologice. Toate analizele au fost selecționate cu rigurozitate; nu au fost luate în discuție analize corespunzînd unor roci afectate de procese de alterație secundară sau de mineralizații. La toate analizele au fost calculate valorile N i g g l i (tab. 5) și R i t t m a n n (tab. 6), norma C.I.P.W. (tab. 7), valorile Q, A, P, F, M, $\frac{An}{An + Ab}$ calculate din normă, precum și alți indici petrochimici: „SI" după K u n o; („rația fier" și „rația albit" după W a g e r; „τ" după G o t t i n i tab. 8).

Basanite și bazalte nefelinice. Pentru a oferi o imagine de ansamblu asupra chimismului rocilor bazaltice cuprindem în studiul nostru unele bazalte din masivul Poiana Ruscă. Cercetarea petrochimică a acestora a fost efectuată de K r ä u t n e r (1969) pe baza unui număr de 10 analize chimice. Dintre acestea luăm în considerație 4 analize (tab. 4), la care adăugăm 1 analiză executată de unul dintre noi. În totalitate, aceste analize sînt reprezentative pentru toate tipurile de bazalte alcaline identificate de K r ä u t n e r în Poiana Ruscă.

Din examinarea tabelului 4 apare evident chimismul particular al basanitelor și bazaltelor nefelinice comparativ cu restul rocilor bazaltice din România. Valorile principalilor componenți oxidici sînt apropiate mediilor cunoscute în literatură la rocile nefelinitice (W e d e p o h l, 1969). Basanitele de la Răduleşti și Cerbăl prezintă un chimism apropiat basanitelor nefelinice din Insula Ponape (Y a g i, 1960). Compararea compoziției chimice a rocilor la care ne referim cu compoziția chimică medie a bazaltelor nefelinice după M a n s o n (tab. 9), evidențiază deosebiri. Astfel, bazaltele din Poiana Ruscă prezintă conținuturi mai reduse de SiO_2, Al_2O_3, FeO, K_2O, TiO_2 și mai ridicate de Fe_2O_3, MgO, uneori și de Na_2O.

Pe baza valorilor N i g g l i (tab. 5) rocile se raportează magmelor atlantice după cum urmează: bazaltul nefelinic de la Ferigi și basanitul nefelinitic de la Răduleşti aparține magmei melatheralitice; basanitul nefelinic de la Cerbăl și Valea Teteușului aparține magmei essexit-gabbroide. Valorile parametrului qz cuprinse între — 39,8 și — 81,8 sînt reprezentative pentru gradul de nesaturare al acestor roci.

Institutul Geologic al României

În compoziția virtuală (tab. 7) se remarcă lipsa cuarțului, un procent variabil de nefelin care ajunge la 29,25% în bazaltul nefelinic (această rocă conține și 5,67% leucit), procente ridicate de diopsid și olivină. Valorile mari ale componenților melanocrați determină indici de culoare *M* cuprinși între 61,4—44,7%.

TABEL 8

Valorile indicilor petrochimici τ, SI ratia fier, ratia albit

Nr. crt.	SiO_2	τ	SI	ratia fier	ratia albit
1	46,45	5,21	33,9	33,7	62,0
2	46,76	5,18	33,0	31,5	66,8
3	47,54	5,35	36,5	34,8	60,6
4	38,38	2,34	38,6	23,9	100,0
5	41,12	3,76	35,8	29,0	77,1
6	41,63	4,91	38,7	26,5	72,8
7	42,10	6,28	41,3	25,0	50,4
8	44,50	6,09	38,0	26,3	59,8
9	52,20	9,39	27,9	44,7	26,0
10	52,86	15,93	30,5	32,1	51,9
11	53,91	14,72	38,4	28,8	45,9
12	54,44	14,46	40,2	26,3	47,2
13	48,69	15,19	27,8	38,0	38,9
14	49,72	15,67	35,2	37,8	38,0
15	50,11	11,51	38,3	30,0	45,6
16	50,33	16,76	30,3	31,7	30,6
17	50,45	9,82	21,7	48,9	42,8
18	50,80	9,94	23,2	35,2	58,6
19	51,23	11,54	31,1	33,3	46,0
20	51,23	14,77	27,9	43,0	49,6
21	51,33	13,45	33,3	35,4	48,0
22	51,36	17,22	24,3	44,6	40,7
23	52,09	40,67	23,6	24,0	21,4
24	52,60	14,81	25,3	46,0	44,9
25	55,61	6,76	38,3	28,7	65,3
26	47,61	8,07	44,4	26,1	51,3

Bazalte. Informațiile anterioare privind chimismul bazaltelor din Banat constau din trei analize efectuate de Nichita (Savul și Nichita, 1945) asupra unor probe din cariera 1 Lucareț. Prin proveniența lor din cele trei sectoare principale ale curgerilor și apartenența la diferite varietăți structurale, analizele executate de noi oferă o imagine completă asupra compoziției chimice a bazaltelor de la Lucareț, Zăbran și Ghizela. La cele trei analize, pentru majoritatea oxizilor se observă valori apropiate (tab. 4). În comparație cu analizele executate de Nichita sînt de remarcat valori puțin diferite la SiO_2, Al_2O_3, MnO, K_2O, TiO_2.

Institutul Geologic al României

În completarea observaţiilor cercetătorilor anteriori (Savul şi Nichita, 1945), trebuie să subliniem caracterul alcalin nu numai pentru produsele din sectorul Lucareţ, dar şi pentru restul regiunii (Zăbran şi Ghizela). Rocile în discuţie aparţin tipului de magmă normal gabbroic (tab. 5). În compoziţia lor virtuală (tab. 7) se observă lipsa cuarţului, prezenţa nefelinului între 6,11—8,80%, participarea importantă a olivinei (13,08—18,84%) şi a diopsidului (13,28—14,66%). Indicele *M* calculat din normă este foarte apropiat de 40, valoare limită admisă la departajarea andezitelor de bazalte.

Chimismul bazaltelor din Perşani este asemănător cu al celor din Banat (tab. 4), ceea ce se reflectă în apartenenţa la acelaşi tip de magmă (tab. 5). Rocile din sectoarele Racoş şi Mateiaş prezintă unele deosebiri evidente mai ales în compoziţia virtuală (tab. 7). Analiza provenită de la Mateiaş indică cele mai mari conţinuturi de nefelin, diopsid şi ortoză înregistrate la bazaltele din Banat şi Perşani.

Compoziţia chimică a bazaltelor din Banat şi Perşani este apropiată de compoziţia chimică medie (661 analize) calculată pentru bazaltele alcaline după Manson (1967).

Bazaltele din sectorul Mateiaş prezintă un chimism asemănător cu al bazaltului alcalin după Nockolds, 1954. Această constatare evidenţiază încă odată caracterul mai alcalin al bazaltelor din acest sector.

De asemenea, compararea datelor compoziţiei chimice şi a normei C.I.P.W. la bazaltele în discuţie cu cele prezentate de Wilkinson (1967) relevă asemănări cu bazaltele alcaline din Hawai.

În ceea ce priveşte bazaltele alcaline din regiunile vulcanice învecinate, Bulgaria, Cehoslovacia, Polonia, acestea prezintă deosebiri, comparativ cu rocile studiate de noi (Breskovska, 1967; Chodyniecka, 1967; Mihalikova, Simova, 1965).

Andezite bazaltice. Datele analitice pe baza cărora se efectuează studiul petrochimic al acestor roci provin din principalele iviri situate pe teritoriul Munţilor Metaliferi şi al munţilor Călimani.

Iniţial au fost recoltate şi analizate probe din toate sectoarele unde — — în lucrări anterioare — era indicată prezenţa rocilor bazaltice [9]. Datele petrochimice şi petrografice, criteriile adoptate în clasificarea rocilor bazaltice, ne determină să admitem apartenenţa la andezite bazaltice numai a unora dintre produsele examinate.

[9] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

În consecință, analizele provenite de la Măgura Sîrbi și Leșnic (Munții Metaliferi), pîrîul Dornișoara și dealul Tihu (munții Călimani) nu sînt luate în discuție.

Andezitele bazaltice din Metaliferi și Călimani prezintă o compoziție apropiată. Unele discrepanțe privind valorile componenților oxidici apar la analizele care provin de la Herepea (Munții Metaliferi), valea Neagră și pîrîul Călimănel (munții Călimani). La Detunata deși conținutul în silice este de 53,91 % și 54,44 % — deci mai ridicat decît cel admis pentru andezitele bazaltice — se observă conținuturi de CaO, MgO, Al_2O_3 care le situează în domeniul andezitelor bazaltice. Procentul mai ridicat de SiO_2 trebuie pus pe seama cuarțului care umple numeroasele alveole megascopice și microscopice ale rocii. La andezitele bazaltice din munții Călimani conținutul de SiO_2 este cuprins între 48,69—52,60 %.

TABEL 9

Compoziția chimică medie a diferitelor roci bazaltice (după V. Manson 1967)

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,3	48.6	48,5	46,0	51.1	47,0
TiO_2	2,0	1.7	2,2	2,6	1,6	2,5
Al_2O_3	16.0	15.5	16.3	15,6	16,2	15,8
Fe_2O_3	3.2	2,6	3,1	3,5	3,1	3,3
FeO	7.8	8,7	8,0	7,9	7,6	7,9
MnO	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16
MgO	6,6	8,4	6,6	7,4	6,2	7,1
CaO	9.9	10.3	9,9	10,1	9.9	10,1
Na_2O	2.8	2.3	3,0	3,4	2,5	3,2
K_2O	1.0	0,6	1,0	1,7	0,7	1,4
P_2O_5	0,32	0,23	0,36	0,53	0,22	0,50
H_2O^+	0,9	0,9	0,9	1,1	0,7	1,0

1 = toate bazaltele (1558 analize)
2 = bazalte tholeitice cu olivină (182 analize)
3 = bazalte alcaline cu olivină (247 analize)
4 = bazalte nefelinice (414 analize)
5 = toate bazaltele tholeitice (897 analize)
6 = toate bazaltele alcaline (661 analize)

Din examinarea tabelelor 4 și 9 se remarcă similitudinea chimismului multor andezite bazaltice din România cu compoziția medie a bazaltelor tholeitice (tab. 9—897 analize). De asemenea, din examinarea comparativă cu datele analitice din tabelul 10 rezultă asemănări cu chimismul rocilor bazaltice din Aleutine, Kamciatka și Sumatra.

Institutul Geologic al României

Unele andezite bazaltice din munţii Călimani cum ar fi cele din Valea Neagră, valea Ilva, Bîtca Rătăcel, dealul Ploptiş au chimism apropiat de compoziţia medie a bazaltelor foarte aluminoase din Japonia, după K u n o 1960 (tab. 10, col. 5).

TABEL 10

Compoziţia chimică a unor bazalte şi andezite bazaltice din U.R.S.S., Japonia, Indonezia şi America centrală

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49,70	51,20	53,60	53,16	50,19	52,1	50,3	49,8
Al_2O_3	18,81	16,19	15,55	17,25	17,58	16,8	19,1	17,3
Fe_2O_3	3,12	2,31	5,26	3,71	2,84	3,8	4,7	4,5
FeO	6,61	7,12	4,62	5,06	7,19	6,0	5,0	5,6
MgO	5,63	9,25	5,91	4,47	7,39	4,3	4,3	6,3
CaO	10,45	9,85	7,20	8,78	10,50	10,0	11.0	11,8
Na_2O	2,98	2,42	3,50	3,24	2,75	2,6	2,6	2,5
K_2O	0,99	0.42	1,46	1,10	0,40	1,0	1,3	0.7
H_2O^+	0,09	0,65	0,60	0,86	—	—	—	—
H_2O^-	0,04	0,09	0,26	0,30	—	—	—	—
TiO_2	1,14	0,66	1,49	1,68	0.75	1,1	1,4	1.4
P_2O_5	0,32	n.d.	0,41	0,16	0,14	—	—	—
MnO	0,18	0.13	0,13	0,07	0.25	0,3	0,1	0,1
CO_2	0,01	—	—	—	—	—	—	—
Total	100,07	100,29	99,99	99,84	99,98	98,0	99,8	100,0

1 = Bazalt Semisopochnoi, Aleutine
2 = Andezit bazaltic, vulcanul Avachinsky, Kamciatka
3 = Andezit bazaltic, vulcanul Anjuisky Siberia de E.
4 = Andezit cu hipersten şi olivină, Sumatra
5 = Compoziţia medie a bazaltelor foarte aluminoase din Japonia (K u n o, 1960)
6 = Andezit bazaltic, Salvador (media a 4 analize)
7 = Andezit bazaltic Nicaragua (media a 6 analize)
8 = Bazalt, Nicaragua (media a 4 analize)

Andezitele bazaltice din Munţii Metaliferi aparţin magmei orbitice; produsele similare din munţii Călimani apar mai diferenţiate, raportîndu-se magmelor orbitice, normal gabbrodioritice şi melagabbrodioritice.

În compoziţia normativă a majorităţii andezitelor bazaltice se remarcă prezenţa cuarţului şi a hiperstenului, la multe dintre ele şi a diopsidului. La analizele care provin din dealul Buzelanu, dealul Ploptiş, Bîtca Rătăcel este prezentă olivina şi lipseşte cuarţul. Prin caracterele petrochimice aceste roci se apropie mai mult de bazalte.

La toate andezitele bazaltice indicele de culoare *M* este mai mic de 40 variind în limite largi, cuprinse între 18—36,4. Conţinutul în An

Institutul Geologic al României

calculat din plagioclazul virtual variază de asemenea în limite cuprinse între 41,4—78,6; valori mai mici de 50 au fost calculate numai în două situaţii (tab. 7).

Precum se ştie bazaltele foarte aluminoase „high alumina basalt" care reprezintă un tip de tranziţie între tholeite şi bazaltele alcaline, se diferenţiază de celelalte două tipuri în primul rînd pe baza conţinutului de $Al_2O_3 > 16,5\%$. Sub acest aspect este interesant a se menţiona că în andezitele bazaltice de la Herepea şi Bretea Mureşană precum şi la marea majoritate a celor din munţii Călimani Al_2O_3 depăşeşte 16,5%.

Deoarece andezitele bazaltice prezintă un chimism intermediar între bazalte şi andezite piroxenice, am urmărit în ce măsură această situaţie este proprie rocilor pe care le studiem. În acest scop am comparat limitele de conţinut ale principalilor componenţi oxidici la bazalte, andezite bazaltice şi andezitele piroxenice din lanţul eruptiv [10].

TABEL 11

Limitele de conţinut la principalii componenţi oxidici

	Bazalte	Andezite bazaltice	Andezite piroxenice *
SiO_2	45,61—47,61	48,69—52,60	52,26—60,80
Al_2O_3	15,60—16,67	16,18—23,70	16,02—22,96
Fe_2O_3	1,69— 3,65	1,63— 7,43	1,21— 6,86
FeO	6,34— 8,42	1,26— 6,83	0,20— 5,00
MgO	7,92—10,53	3,20— 8,46	1,20— 6,71
CaO	8,52—10,16	7,48—10,57	5,50— 8,88
Na_2O	3,19— 4,75	1,33— 4,08	2,18— 4,91
K_2O	1,35— 2,03	0,33— 2,38	0,40— 3,45
TiO_2	1,62— 2,33	0,55— 1,64	0,15— 2,09

*) Valori din *Op. cit.*, pct. 8.

În cazul andezitelor piroxenice ne referim exclusiv la produsele din lanţul Călimani-Harghita pentru care dispunem pînă în prezent de un studiu petrochimic şi geochimic.

Din examinarea tabelului 11 se observă că la andezitele bazaltice limitele SiO_2, FeO şi MgO sînt intermediare între cele ale bazaltelor şi andezitelor piroxenice. Limitele de conţinut ale Al_2O_3 sînt mai ridicate decît la bazalte şi apropiate andezitelor piroxenice; la Fe_2O_3 şi CaO conţinuturile sînt mai ridicate decît la andezitele piroxenice.

[10] *Op. cit.* pct. 8.

Institutul Geologic al României

În studiul petrochimic pe care-l întreprindem, indicele de solidificare Kuno „SI" reprezintă un parametru de bază. Acesta aduce o contribuţie deosebită la cercetarea omogenităţii sau a diferenţierii rocilor studiate, la precizarea apartenenţei acestora.

După valoarea SI, Kuno, grupează rocile bazaltice astfel: bazalte cu SI între 39—30; andezite bazaltice cu SI între 29—20. Yamasaki şi Brousse (1963) în acord cu Kuno consideră bazalte primare rocile al căror indice de solidificare este cuprins între 35—45; de asemenea, toate rocile avînd SI cuprins între 27—45 sînt considerate bazalte.

Încadrarea rocilor cercetate de noi după valoarea SI (tab. 8) arată că bazaltele alcaline se raportează integral bazaltelor. Unele andezite bazaltice ale căror afinităţi evidente cu bazaltele au fost sesizate mai înainte se încadrează la bazalte şi prin valoarea SI. Coroborarea tuturor acestor indicaţii, conduce la aprecierea că andezitele bazaltice de la Detunata, Poiana Negrii, Hurdugaş, Piatra Piştii, Ploptiş, prezintă un chimism foarte apropiat de al bazaltelor.

Din examinarea componenţilor oxidici, a normei şi a parametrilor Niggli au rezultat asemănările şi deosebirile dintre rocile bazaltice pe care le cercetăm. Unele precizări şi completări vor fi aduse în continuare prin analiza poziţiei rocilor bazaltice în clasificările preconizate de Streckeisen (1967) şi Rittmann (1963).

În acord cu propunerile privind clasificarea rocilor vulcanice elaborate de Streckeisen şi prin poziţia în triunghiul dublu QAPF (fig. 4) rocile analizate se proiectează în mai multe cîmpuri, indicînd apartenenţa la mai multe familii (tab. 12). În ansamblu, rezultă apartenenţa bazaltelor alcaline la tefrite fonolitice, iar a bazaltelor tholeiitice la latit bazalte, subordonat la alte tipuri.

Varietatea rocilor studiate, asemănările şi deosebirile dintre bazaltele alcaline şi cele tholeiitice, precum şi cele din cadrul fiecărui grup rezultă şi din poziţia în diagramele Rittmann, fiind redate în tabelul 12.

5.2. Diferenţierea şi caracterul magmelor

Particularităţile de diferenţiere ale rocilor bazaltice pe ansamblul provinciei şi pe unităţi geologice, precum şi deosebirile între bazaltele alcaline şi cele tholeiitice rezultă din examinarea variaţiei valorilor medii ale parametrilor *si*, *al*, *fm*, *alk* (tab. 13). În figura 4 această situaţie este

Institutul Geologic al României

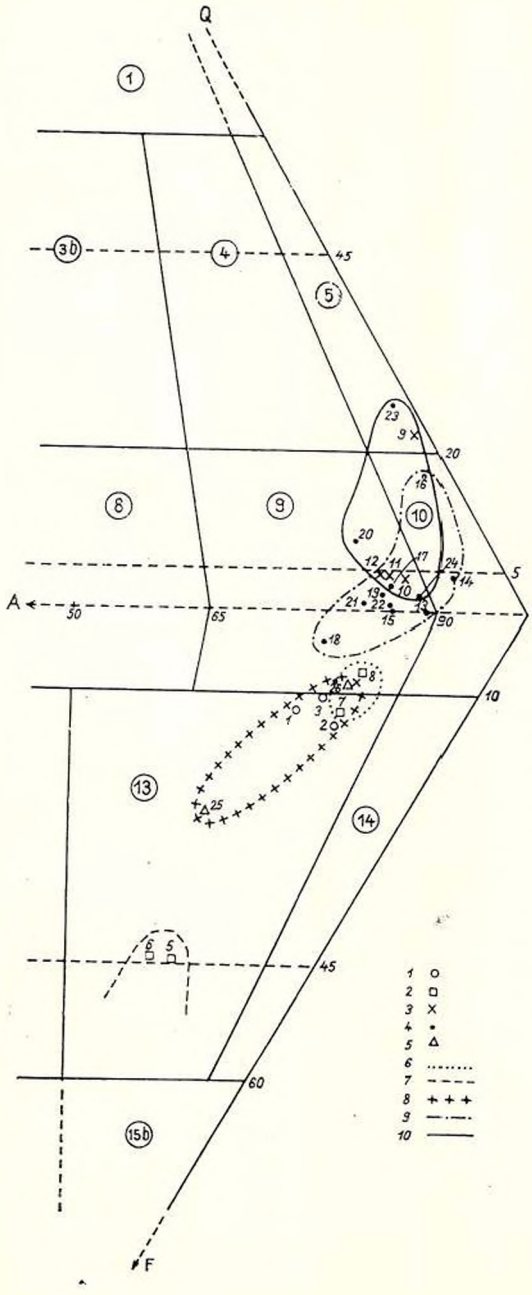


Fig. 4. — Diagrama QAPF.

1, Banat; 2, Poiana Ruscă; 3, Metaliferi; 4, Călimani; 5, Perşani; 6, magma natrongabbroidă; 7, magma theralitică; 8, magma gabbroidă; 9, magma gabbrodioritică; 10, magma dioritică.

QAPF diagram.

1, Banat; Poiana Ruscă Mts; 3, Metalliferous Mountains; 4, Călimani Mts; 5, Perşani Mts; 6, natrongabbroid magma; 7, theralitic 8, magma; gabbroid magma; 9, gabbrodioritic magma; 10, dioritic magma.

Institutul Geologic al României

TABEL 12

Încadrarea rocilor bazaltice după indicele de solidificare Kuno (I), *poziția în diagramele* Streckeisen (II) *și* Rittmann (III) *și după tipul de magmă*

Nr. crt.	Tip petrografic	I	II	III	Tip magmă
1				Trahibazalt cu andezin și olivină	
2	Bazalt	Bazalt	Tefrit fonolitic	Basanit nefelinic închis	Normal gabbroică
3				Bazalt cu andezin și olivină	
4	Bazalt nefelinic		Tefrit fonolitic	Nefelinit femic	Melatheralitică
5	Basanit nefelinitic		Tefrit fonolitic	Nefelinit cu olivină	Melatheralitică
6	Basanit nefelinitic	Bazalt	Tefrit fonolitic	Nefelinit cu olivină	Melatheralitică
7	Basanit nefelinic		Tefrit fonolitic	Nefelinit cu olivină	Essexit gabbroidă
8	Basanit nefelinic		Tefrit fonolitic Latit bazalt	Bazalt cu andezin și olivină	Essexit gabbroidă
9		Andezit bazaltic	Andezit cuarțifer	Andezit cu labrador și pigeonit	Orbitică
10		Bazalt	Latit bazalt	Andezit cu pigeonit	Orbitică
11		Bazalt	Latit bazalt	Andezit cu labrador	Orbitică
12		Bazalt	Latit bazalt	Andezit cu labrador	Orbitică
13		Andezit bazaltic	Latit bazalt	Andezit cu labrador și pigeonit	Normal gabbrodioritică
14		Bazalt	Bazalt	Andezit cu labrador	Normal gabbrodioritică
15		Bazalt	Latit bazalt	Trahibazalt cu olivină	Melagabbrodioritică
16		Bazalt	Andezit	Andezit cu labrador și pigeonit	Normal gabbrodioritică
17	Andezit bazaltic	Andezit bazaltic	Latit bazalt	Andezit cu labrador și pigeonit	Orbitică
18		Andezit bazaltic	Latit bazalt- Tefrit fonolitic	Trahibazalt cu andezin și olivină	Normal gabbrodioritică
19		Bazalt	Latit bazalt	Andezit cu labrador și pigeonit	Normal gabbrodioritică
20		Andezit bazaltic	Latit andezit	Andezit cu labrador și pigeonit	Orbitică
21		Bazalt	Latit bazalt	Trahibazalt cu andezin și olivină	Normal gabbrodioritică
22		Andezit bazaltic	Latit bazalt	Trahiandezit cu labrador și olivină	Normal gabbrodioritică
23		Andezit bazaltic	Andezit cuarțifer	Andezit cu labrador	Orbitică
24		Andezit bazaltic	Latit bazalt	Andezit cu labrador și pigeonit	Orbitică
25	Bazalt	Bazalt	Tefrit fonolitic	Trahibazalt cu andezin și olivină	Normal gabbroică
26		Bazalt	Tefrit fonolitic- Latit bazalt	Bazalt cu andezin	Normal gabbroică

Institutul Geologic al României

TABEL 13

Valori medii ale parametrilor Niggli

Localizare	n	Parametri Niggli si Δ	si $\bar{X}$	al Δ	al $\bar{X}$	fm Δ	fm $\bar{X}$	c Δ	c $\bar{X}$	alk Δ	alk $\bar{X}$
Banat	3	104,3 — 105,3	105	20.7 — 22,2	21,4	44,9 — 48,4	46,4	20,2 — 21,4	20,7	10.6 — 12.4	11,4
Munţii Poiana Ruscă	5	70,8 — 93,3	82,7	13,0 — 18.0	16,2	48.0 — 51.3	50,3	22,5 — 24,3	23,3	7.3 — 13.6	10,2
Munţii Metaliferi	4	134.0 — 140,8	137,5	24,1 — 28.8	25,6	36,0 — 49.0	41.1	21,8 — 27,3	24,6	4,1 — 12,0	8,7
Munţii Călimani	12	117.0 — 143.0	129,7	22,3 — 38.0	28.2	32,0 — 47,4	39,0	21,5 — 27.7	23,7	4.0 — 13,6	9.1
Munţii Perşani	2	95,3 — 100,7	98,0	19,2 — 20.3	19,8	47,8 — 48,1	47.9	22,1 — 23.0	22,6	8,5 — 10,9	9,7

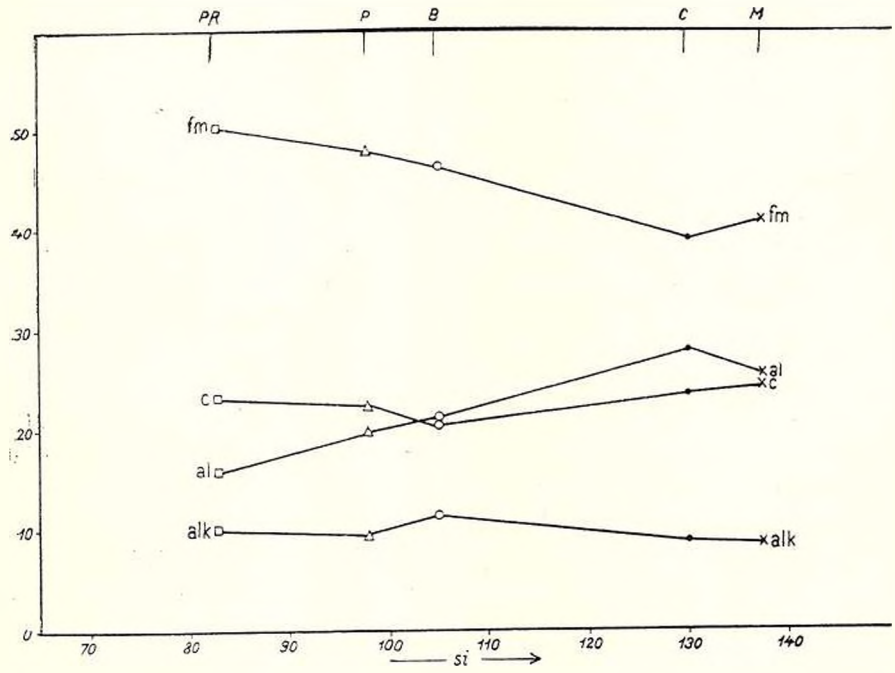


Fig. 5. — Diagrama de variaţie a parametrilor Niggli (valori medii). PR, Poiana Ruscă; P, Perşani; B, Banat; C, Călimani; M, Metaliferi (explicaţii ca la fig. 4).

Variation diagram of Niggli parameters (average values). PR, Poiana Ruscă Mts; P, Perşani Mts; B, Banat; C, Călimani; M, Metalliferous Mountains (explanations as for fig. 4).

Institutul Geologic al României

ilustrată de alura diferită a curbei fiecărui parametru pe segmentele Poiana Ruscă-Racoș și Metaliferi-Călimani.

Relațiile dintre parametri *mg—k* evidențiază de asemenea deosebirile dintre bazaltele alcaline și cele tholeitice, precum și afinitățile dintre unele tholeite din Munții Metaliferi și bazaltele alcaline. În figura 6



Fig. 6. — Diagrama k-mg. (explicații ca la fig. 4).
k-mg diagram (explanations as for fig. 4).

marea majoritate a bazaltelor tholeitice se proiectează sub valoarea *mg* = = 0,6. Excepție fac rocile de la Detunata care având *mg* = 0,66 și 0,67 se proiectează în cîmpul bazaltelor alcaline. Este încă un indiciu al afinităților dintre aceste andezite bazaltice și bazalte.

Sintetizînd unele observații prezentate într-un subcapitol anterior în privința apartenenței rocilor analizate la tipurile de magmă N i g g l i se constată următoarele (tab. 12): a) basanitele nefelinitice și bazaltele nefelinice se încadrează la magma melatheralitică iar basanitele nefelinice la magma essexit-gabbroidă; b) toate bazaltele olivinice corespund magmei normal gabbroice; c) toate andezitele bazaltice din Munții Metaliferi se raportează magmei orbitice spre deosebire de andezitele bazaltice din munții Călimani care se raportează magmei gabbrodioritice și subordonat celei orbitice.

Diagrama *al—fm* (fig. 7) ilustrează caracterul semifemic al magmelor, cu tendință femică și isofalică; în cîmpul isofalic sau în apropierea acestuia se situează unele andezite bazaltice din munții Călimani ce aparțin magmelor dioritice.

În diagrama *al—alk* (fig.8) marea majoritate a andezitelor bazaltice se proiectează în cîmpul rocilor sărace în alcalii, dar în apropierea liniei

Institutul Geologic al României

alk = 1/2 *al*. În cîmpul rocilor intermediare se plasează o parte din bazaltele alcaline; bazaltul nefelinic de la Ferigi se situează deasupra liniei *alk*=*al* vădind cel mai pronunţat caracter alcalin pentru rocile în discuţie.

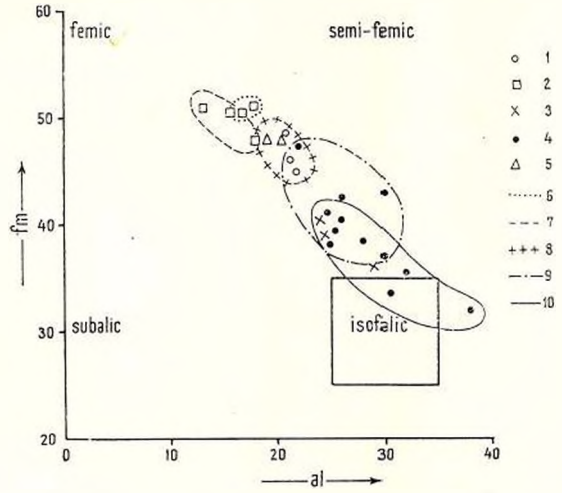


Fig. 7. — Diagrama al-fm (explicaţii ca la fig. 4).
al-fm diagram (explanations as for fig. 4).

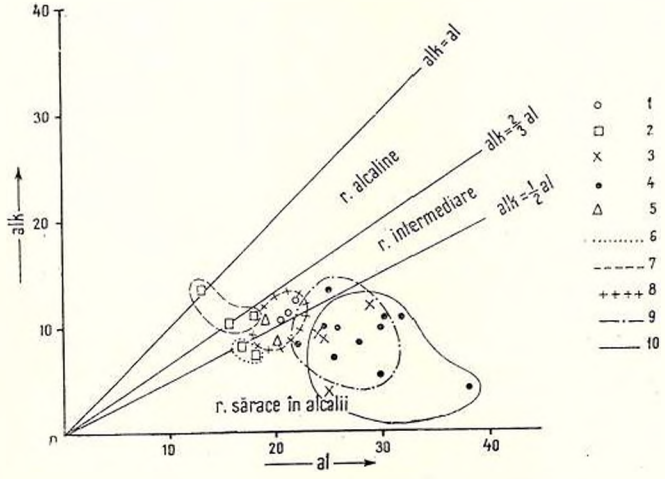


Fig. 8. — Diagrama al-alk (explicaţii ca la fig. 4).
al-alk diagram (explanations as for fig. 4).

În diagramele *al-fm* şi *al-alk* cîmpul magmelor gabbrodioritice ocupă o poziţie centrală; el circumscrie o parte din cîmpurile magmelor gabbroidă şi dioritică.

Institutul Geologic al României

Marea majoritate a rocilor examinate sînt nesaturate plasîndu-se în diagrama QLM (fig. 9) sub linia PF. Andezitele bazaltice de la Herepea (Munţii Metaliferi), pîrîul Călimănel şi valea Ilva (Călimani) se proiectează deasupra liniei PF. Bazaltele alcaline se proiectează sub linia FM, unele

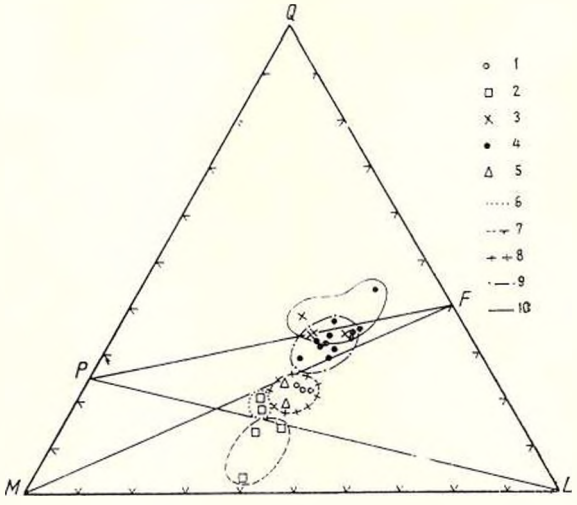


Fig. 9. — Diagrama QLM (explicaţii ca la fig. 4).
QLM diagram (explanations as for fig. 4).

dintre ele aparţinînd magmei theralitice, chiar sub linia PL. Împreună cu bazaltele din Banat şi Perşani andezitele bazaltice de la Buzelanu şi Ploptiş (munţii Călimani) se proiectează în cîmpul Tristan da Cunha. Astfel în diagrama QLM apar foarte clar afinităţile petrochimice dintre unele tholeite din munţii Călimani şi bazalte. De asemenea, bazaltul din Cariera Coasta mai alcalin se proiectează într-o poziţie intermediară între bazalte şi basanite, fiind mai nesaturat. Rezultă că în ansamblu, marea majoritate a bazaltelor tholeitice se proiectează în cîmpul Lassen Peak, iar marea majoritate a bazaltelor alcaline se proiectează în cîmpul Tristan da Cunha. Prin poziţia pe care o are în diagrama QLM cîmpul general al magmelor (fig. 10) ilustrează intervalul larg de diferenţiere în care se plasează rocile cercetate; de asemenea, se evidenţiază caracterul atlantic pronunţat al unora dintre bazalte şi caracterul calcoalcalin al andezitelor bazaltice.

Institutul Geologic al României

5.3. Relaţiile dintre stadiile de fracţionare ale magmei şi temperatura de cristalizare

Datele privind compoziţia chimică a rocilor bazaltice au fost utilizate pentru calcularea „raţiei fier" $= \frac{Fe^{2+} + Mn}{Mg + Fe^{2+} + Mn}$ şi a „raţiei albit" $= \frac{\text{albit normativ}}{\text{albit normativ} + \text{anortit normativ}}$, în acord cu W a g e r (1960) (tab. 8).

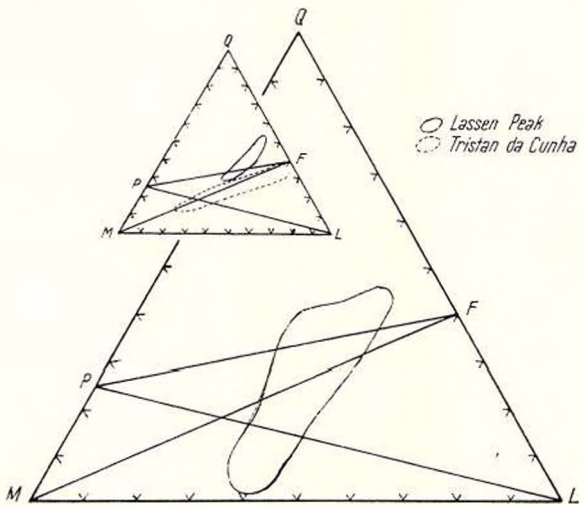


Fig. 10. — Diagrama generală QLM.
QLM general diagram.

Proiectarea acestor valori în diagrama prezentată de W a g e r oferă unele indicaţii interesante privind relaţiile între stadiile de fracţionare a magmei bazaltice şi temperatura de cristalizare; de asemenea, se confirmă şi pe această cale particularităţile de diferenţiere ale rocilor bazaltice studiate. Astfel, se constată că aceste roci aparţin la diferite stadii de cristalizare a magmei, care s-au realizat începînd cu temperaturi ceva mai mari de 1220°. Indicaţiile corespund cu datele prezentate de W a g e r 1960, după Y o d e r şi T i l l e y (fig. 11).

În diagrama pe care o prezentăm se observă că unele andezite bazaltice se plasează sub linia de separare a stadiului de fracţionare corespunzător temperaturii de 1220°C; rocile provenite de la Detunata, Piatra Piştii şi dealul Ploptiş şi din nordul munţilor Călimani se află în această

Institutul Geologic al României

situație. Pe de altă parte, basanitele de la Rădulești se proiectează deasupra liniei corespunzătoare temperaturii de 1190°. Toate bazaltele din Banat împreună cu bazaltul de la Mateiaș se situează în porțiunea cuprinsă între liniile 1190°C și 1220°C ; bazaltul de la Racoș ocupă o poziție diferită imediat sub linia 1220°C.

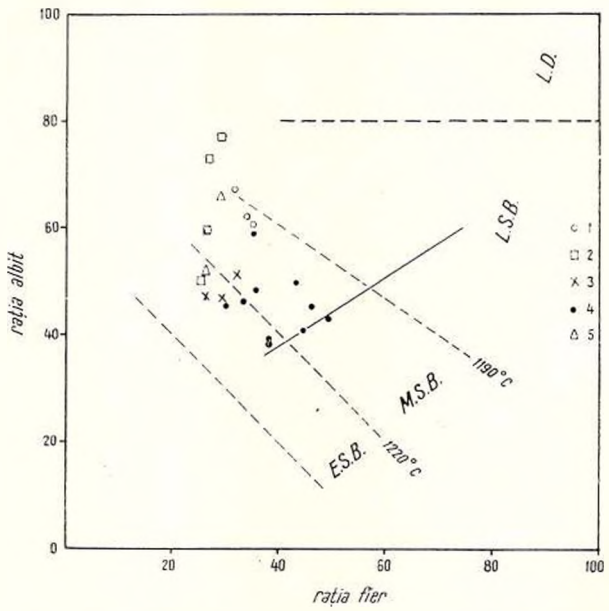


Fig. 11. — Poziția rocilor bazaltice în diagrama rația albit-rația fier (explicații ca la fig. 4).

Position of basaltic rocks in iron ratio versus albite ratio diagram (explanations as for fig. 4).

5.4. Elementele minore

Studiul distribuției elementelor minore în rocile bazaltice se face pe baza unui număr de 52 analize spectrale prin care au fost determinate următoarele elemente : Li, Ba, Sr, Pb, Zn, Cu, Ga, V, Cr, Co, Ni. Rezultatele obținute sînt prezentate în tabelul 14, înscrierea datelor făcîndu-se pe unități geologice și tipuri petrografice.

Acest fond de date analitice oferă primele informații asupra elementelor minore în rocile bazaltice plio-cuaternare din România.

În vederea examinării variației unor elemente majore și a celor minore de care sînt legate geochimic a fost utilizată metoda de studiu propusă de N o c k o l d s și A l l e n (1953). De asemenea, pentru a

Institutul Geologic al României

cunoaşte relaţiile dintre bazaltele alcaline şi cele tholeitice sau dintre andezitele bazaltice din munţii Călimani şi Munţii Metaliferi în privinţa corelaţiei Cr—Mg, Ni—Mg, V—Mg, V—Fe sau Ni—Cr—V, au fost construite diagrame binare şi ternare. Domeniile de variaţie ale Ba, Sr, Ga, Zn, Pb, V, Co au fost reprezentate grafic pentru fiecare tip petrografic. Au fost calculate medii generale şi parţiale care au servit la efectuarea unor observaţii comparative pe ansamblul provinciei, cu alte regiuni de pe glob, precum şi cu date din literatură privind media generală pentru rocile bazice după Kraft şi Schindler (1961), media aritmetică regională după Prinz (1967) şi altele.

5.4.1. **Metode analitice.** Elementele minore au fost analizate spectral. Analiza s-a făcut pe grupe de elemente după comportarea lor în arc şi domeniul spectral în care se află liniile optime pentru analiză.

În funcţie de aceşti factori precum şi de dispersia necesară s-au ales spectrografele şi plăcile spectrale. Etaloanele au fost pregătite dintr-o bază sintetică cu o compoziţie asemănătoare unui bazalt.

În această bază s-au introdus elementele minore Ni, Co, Cr, V, Sr, Ba, Pb, Cu, Ga, Li sub formă de oxizi şi s-a obţinut o gamă de etaloane cu conţinuturi cuprinse între 4—1000 ppm.

Probele au fost amestecate cu praf de cărbune spectral pur 1 : 1 pentru elementele uşor volatile şi greu volatile. Pentru Sr s-a întrebuinţat amestecul cărbune + probă + $CaCO_3$ (2 : 1 : 1). Pentru Li probele au fost amestecate cu KCl.

Ca sursă de excitare a spectrelor s-a utilizat arcul de curent continuu.

Elementele greu volatile Ni, Co, Cr, V au fost analizate cu spectrograful de dispersie medie Q 24. S-a efectuat arderea totală a probelor în curent de intensitate 10 A. Elementele uşor volatile Pb, Cu, Cr au fost analizate la spectrograful cu reţea de diferenţie P.G.S.-2. Înregistrarea s-a făcut timp de 90 sec. la 8 amperi.

Sr şi Ba s-au analizat la spectrograful P.G.S.-2, proba arzîndu-se total la 8 amperi.

Determinarea litiului s-a făcut după metoda dată de Udrescu şi David (1968). Eroarea relativă a metodei este ± 15%.

5.4.2. **Conţinutul în elemente minore.** Pe baza materialului analitic s-a cercetat variaţia conţinutului elementelor minore în cadrul aceluiaşi tip petrografic şi aceleiaşi unităţi geologice, iar în cazul aceluiaşi tip petrografic s-a urmărit dacă există deosebiri între unităţile geologice. De

Institutul Geologic al României

TABEL 14

Analizele spectrale ale rocilor bazaltice tinere din România

Nr. crt.	Nr. anal. chim.	Localizarea probelor analizate spectral	Li	Ba	Sr	P	Cu	Zn	Ga	V	Cr	Co	Ni
					p.p.m.								
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
		Banat											
1	1	Cariera Ghizela	4	541	720	13	45	80	18	160	233	42	120
2		Cariera veche Şanoviţa	13	706	707	12	42	75	19	142	140	30	113
3		Cariera nouă Şanoviţa	13	480	553	12	38	78	17	193	182	31	118
4		Foraj Şanoviţa	4	478	740	14	44	75	19	153	275	44	150
5	2	Cariera centr. Zăbran	7	510	590	12	44	70	17	152	220	41	117
6		Piatra Roşie	<4	415	290	<7	34	74	22	118	36	<10	<10
7		Cariera vest. Lucareţ	8	468	526	12	44	74	20	142	158	29	111
8	3	Cariera est. Lucareţ	8	443	580	12	41	74	19	148	250	43	143
		Poiana Ruscă											
9	6	Răduleşti, Petrari	6,6	890	740	13	44	60	17	183	216	46	170
10	5	Răduleşti	18	1 080	1 300	<7	56	58	17	152	175	50	200
11		Faţa Roşie	24	740	680	<7	79	85	21	142	190	45	165
12		Valea Cornetului	10,5	1 166	846	7	102	80	18	146	240	48	190
13		Sud de Panc	21	1 325	1 010	9	86	58	20	145	167	47	150
14	4	Ferigi	12	170	460	7,6	39	110	18	230	54	48	45
15	7	Cerbăl	14	875	965	<7	66	67	15	166	270	60	290
16		Valea Ponii	8	1 000	1 200	8	65	75	20	148	146	42	136
17	8	Valea Teteuşului	9,5	700	1 000	<7	80	62	15	155	310	52	223
		Metaliferi											
18		Tisa, pîrîul Ursului	19	630	726	20	36	68	17	173	30	19	<10
19		Cariera Brănişca	32	365	500	17	44	60	18	133	210	26	72
20	10	Cariera Brănişca	44	550	690	10	68	65	18	142	148	28	60
21	9	Herepea	28	390	536	10	55	74	18	140	94	27	34
22	11	Detunata	18	573	503	20	52	54	18	176	290	28	12
23	12	Detunata	16	586	573	16	80	57	14	230	297	23	26
24		Detunata	15	580	666	14	80	54	13	187	253	25	12

Institutul Geologic al României

		Călimani										
25	14	Poiana Negrii, pîrîul Negrişoara	4	429	673	13	50	67	14	223	112	28	18
26		Coverca, dealul Buzelanul	31	468	300	20	44	62	19	153	80	28	32
27	13	Coverca, dealul Buzelanul	25	263	516	15	39	82	18	226	20	28	<10
28		Lunca Bradului	19	403	330	18	105	60	17	150	15	15	16
29	16	Valea Ilva	18	470	343	16	96	65	15	183	144	29	50
30	20	Cariera Deluţ, Topliţa	17	523	513	14	98	68	17	223	40	35	42
31	21	Dealul Hurdugaş	26	580	310	15	35	60	20	128	270	23	112
32		Dealul Runcului	11	370	296	15	125	66	13	183	536	30	123
33	19	Piatra Piştii	19	485	300	19	103	75	16	206	223	30	60
34		Fagul Rusului	8,6	335	245	17	123	73	16	170	420	26	112
35		Valea Cişcu	16	363	276	17	139	68	15	200	560	32	123
36		Valea Sărmaş	20	473	323	22	148	70	16	206	274	32	80
37		Pîrîul Voşlăbeni	19	428	280	21	148	64	17	158	198	20	80
38	15	Dealul Ploptiş	15	343	316	17	124	68	14	210	546	40	168
39		Dealul Arşiţa	10	390	266	16	119	68	15	235	420	43	170
		Perşani											
40		Cariera Lacul Fără Fund, Racoş	4	660	866	12	50	60	15	203	413	40	190
41		Cariera Lacul Fără Fund, Racoş	9	665	700	10	76	63	16	170	440	50	213
42	26	Proba etalon Racoş	6	532	680	12	57	60	17	181	330	53	195
43		Valea Sărată	6	686	920	15	36	64	14	186	436	36	165
44	25	Cariera Coasta, Mateiaş	4	903	926	10	66	65	15	193	346	39	186
45		Cariera Coasta, Mateiaş	5	828	886	11	63	60	16	180	340	37	182
46		Cariera Coasta, Mateiaş	<4	816	920	13	80	67	15	138	260	25	140
47		Cariera Coasta, Mateiaş	14	865	883	<7	67	72	16	142	315	46	195
48		Mateiaş	5,5	929	1 000	7	82	62	13	205	370	49	225
49		Coasta Mateiaşului	7	860	1 100	7,5	86	62	19	180	396	48	205
50		Valea Bogăţii	<4	750	820	12	47	58	16	173	275	37	135
51		Valea Bogăţii	4	683	753	12	48	58	16	162	275	37	146
52		Valea Bogăţii	<4	834	946	12	44	70	15	183	280	38	146

Institutul Geologic al României

asemenea, a fost cercetată variația aceluiași element în diferitele tipuri petrografice.

Litiul. În rocile studiate conținutul de Li este cuprins între < 4—44 ppm. Față de media generală în rocile bazice (17 ppm), bazaltele alcaline se situează sub această valoare iar tholeitele indică valori egale sau ușor crescute. Conținutul maxim de 44 ppm aparține andezitului bazaltic de la Brănișca, iar conținuturile minime < 4 ppm aparțin unor bazalte din Perșani, unde în general se observă valori scăzute.

Dispersia valorilor arată în cazul litiului ca și al unor elemente minore pe care le vom examina în continuare, că nu este vorba despre o diferențiere, ci de apartenența la diferite structuri vulcanice sau faze de erupție. În literatură se cunosc puține date privind distribuția Li în rocile vulcanice; în ceea ce privește bazaltele sînt prezentate valori cuprinse între 5—20 ppm pentru Hawai și Provincia Thule (Horstman, 1957, Turekian și Wedepohl 1961), valori de 18 ppm și 10 ppm pentru basanitele, respectiv bazaltele din Mont Doré (Létolle și Kulbicki, 1970).

Bariul. Conținutul de Ba la basanite este cuprins între 700—1325 ppm; valoarea 170 ppm dozată la nefelinitul de la Ferigi reprezintă o abatere puternică de la diapazonul limitelor de conținut care indică o anomalie locală.

Față de media în roci bazice la Ba se remarcă valori mai ridicate, conținuturile maxime înregistrîndu-se la basanite. Bariul s-a acumulat deci în magma care a generat bazaltele alcaline din Poiana Ruscă, fiind legat în special de feldspatoizi.

Bazaltele olivinice prezintă o relativă omogenitate a valorilor, cu diferențe regionale. Prezența unor conținuturi mai ridicate la bazaltele din Perșani corespunde procentajului mai ridicat de nefelin în compoziția acestora. Observațiile noastre sînt în acord cu cele făcute de Prinz (1967) privind comportarea geochimică a bariului în rocile bazaltice și anume, că bazaltele cu nefelin normativ cuprind o cantitate mult mai mare de Ba decît bazaltele alcaline cu olivină normativă; de aici denotă că Ba este legat de feldspatoid. La andezitele bazaltice din Munții Metaliferi valorile sînt cuprinse între 365—630 ppm, iar la cele din munții Călimani între 263—580 ppm.

Valoarea medie pentru andezitele bazaltice este mai scăzută decît pentru basanite și bazalte. Deoarece Ba este legat mai mult de K decît de Ca și Sr datorită razei ionice (1,35 Å) și a electronegativității identice, am considerat indicată examinarea variației raportului Ba/K (tab. 16). Cu excepția basanitelor, limitele de variație sînt restrînse 3,2—5,3 ppm

Institutul Geologic al României

TABEL 15

Conținuturile medii (p.p.m.)

Tip petrografic și unitate geologică		Li	Ba	Sr	Pb	Cu	Zn	Ga	V	Cr	Co	Ni
Bazalt	Banat (7 probe)	8	518	630	12,4	42,5	75	18,5	155	208	37	121
		4–13	443–706	526–740	12–14	34–45	74–80	17–20	142–193	140–250	29–44	111–150
	Perșani (13 probe)	6	770	873	10,8	61,7	63	15,6	176	344	40	178
		<4–14	660–929	700–1 100	<7–15	44–86	58–72	13–19	138–205	260–436	25–53	140–225
	Banat + Perșani (20 probe)	6,6	680	788	11,3	55	67	16	169	296	38,5	159
Basanit	Poiana Ruscă (8 probe)	14	972	967	8	72	67	18	154	214	48,7	190
		6,6–24	700–1 325	680–1300	<7–13	44–102	58–85	15–21	142–183	146–310	42–60	136–290
Andezit bazaltic	Metaliferi (6 probe)	25	507	578	14,5	63	60,6	16.5	168	246	26	36
		15–44	365–586	500–630	10–20	44–80	54–74	13–18	133–230	94–297	23–28	12–72
	Călimani (15 probe)	17	420	340	17	100	68	16	190		29	
		4–31	263–580	245–516	13–22	35–148	60–82	13–20	128–235	15–560	15–43	<10–170
	Metaliferi + Călimani (21 probe)	19,6	446	407	16	90	65,7	16	183		28	
Media generală pentru rocile bazice, după M. Kraft și R. Schindler, 1961		17	330	465	6	87	105	17	250	170	48	130
Conținuturile medii în andezitele cu piroxeni din lanțul Călimani — Gurghiu — Harghita, după Constanța Udrescu, 1969		—	—	—	8,9	41	59	19,8	120	—	18,5	10,5

Institutul Geologic al României

TABEL 16

Rapoartele dintre elementele minore și elementele majore

Nr. analizei.	Ga 10^3 / Al	Cr 10^3 / Mg	Li 10^3 / Mg	Ni 10^3 / Mg	CO 10^3 / Mg	Cr 10^3 / Fe_{tot}	Co 10^3 / Fe_{tot}	V 10^3 / Fe^{3+}	Cr 10^3 / Fe^{3+}	Co 10^3 / Fe^{2+}	Ni 10^3 / Fe^{2+}	Sr 10^2 / Ca	Sr 10^2 / Ca+K	Ba 10^2 / K
1	0.21	4,7	0.1	2.4	0,8	3,1	0,6	7,3	14,0	0,7	2,2	1,1	0,9	3,4
5	0.19	4,6	0.1	2,4	0,9	2,9	0,5	5,9	8,6	0,8	2,4	1,0	0,8	4,6
8	0,23	4,6	0.1	2,6	0,8	3,2	0,6	12,5	21,2	0,6	2,2	1,0	0,8	3,2
9	0,21	3,4	0,1	2,7	0.7	2,9	0,6	7,3	8,6	0,9	3,3	1,0	0,8	7,1
10	0,21	2,8	0,3	3,2	0,8	1,8	0.5	4,1	4,7	0,9	3,5	1,6	1,5	12,1
14	0,28	0,7	0,1	0,6	0,6	0,6	0,5	6,8	1,6	0,9	0,8	0,5	0,5	1,8
15	0,22	4,0	0,2	4,4	0,9	3,2	0,6	4,6	7,5	1,2	5,9	1,2	1,1	1,8
17	0,20	5,1	0,1	3,7	0,8	3,6	0,6	4,0	8,0	1,1	5,2	1,3	1,1	6,7
19	0,19	6,6	1,0	2,3	0,8	4,0	0,5	7,3	11,5	0.7	2,1	0,9	0,7	3,2
21	0,21	2,8	0,4	0,5	0,4	1,0	0.3	3,5	2,4	0,5	0,6	0,9	0,9	27,8
22	0,21	7,1	0,4	0,3	0,7	5,8	0.6	13,3	22,0	0,7	0,3	0,7	0.6	4,9
24	0,15	5,8	0,3	0,3	0,6	5,3	0,5	13.9	18,9	0.7	0,3	1,0	0,8	4,7
25	0,15	3,0	0,1	0,5	0.7	1,8	0,4	19.6	9,8	0,5	0,3	0,9	0.8	7.0
27	0,17	0,7	0,8		0,7	0.3	0.4	7,7	0,68	0,6		0,7	0,6	2,5
30	0,19	1,3	0,5	1,3	1,1	0,6	0,5	14,5	2,6	0,6	0,8	0,9	0,7	3,9
31	0,23	7,0	0,6	2,9	0.6	4,4	0,4	9,6	20,1	0.5	2,4	0.5	0,4	3,7
33	0,17	5,9	0,5	1,6	0,8	3,2	0,4	7,6	8,3	0.7	1,4	0,5	0,4	3,5
38	0,16	10.7	0,3	3,3	0,8	7,7	0.6	9,9	22,9	0.8	3,4	0,5	0,4	2,7
42	0,20	5,2	0,1	3,1	0,8	5,1	0,8	12,9	22,0	1.0	3,8	0,9	0,8	4,6
44	0,18	5,8	0,1	3,1	0,7	4,7	0,5	9,2	17,6	0,7	3,4	1,3	1,1	5,3

Institutul Geologic al României

pentru bazalte şi 2,5—4,9 pentru andezitele bazaltice, excluzînd andezitele bazaltice de la Herepea şi Poiana Negrii al căror raport creşte mult din cauza conţinutului scăzut de potasiu. Situaţia concordă cu precizările făcute de N o c k o l d s şi A l l e n (1953), G o l d s c h m i d t (1954), privind variaţia foarte mică a raportului Ba/K în procesul de cristalizare a bazaltelor.

S t r o n ţ i u l are o comportare asemănătoare cu a bariului. Mediile pe unităţi geologice şi tipuri petrografice sînt mai mari decît media generală în rocile bazice, excepţie făcînd andezitele bazaltice din Călimani. Valoarea maximă de 1300 ppm aparţine basanitului de la Rădulești.

În general se remarcă cele mai ridicate valori la basanite, aceasta în corelaţie cu abundenţa feldspatoizilor, apoi în ordine la bazaltele din Perşani şi Banat. În accepţiunea lui P r i n z, conţinuturile mai ridicate de Sr la bazaltele alcaline decît la cele tholeitice se datorează conţinutului ridicat de K, stadiului mijlociu de cristalizare a magmei, provenienţei din zone mai adînci ale mantalei.

Din analiza tabelului 15 se constată că valorile medii ale Ba şi Sr diferă la bazalte şi andezite bazaltice în funcţie de apartenenţa la unitatea geologică.

Examinînd raportul dintre Sr şi elementele majore Ca şi K cu care prezintă afinităţi geochimice, se observă că acesta nu prezintă variaţii prea mari, ceea ce într-o reprezentare grafică liniară s-ar ilustra printr-o paralelă cu abscisa.

P l u m b u l. La majoritatea rocilor analizate conţinutul de plumb este mai ridicat decît valoarea mediei generale în rocile bazice (6 ppm). Valori mici apropiate de această medie prezintă basanitele. În general, la fiecare tip petrografic nu se observă o dispersie a conţinuturilor. Scoria bazaltică din vîrful Piatra Roşie indică un conţinut mai scăzut de Pb (< 7 ppm). De altfel, acest ultim produs al erupţiilor din zona Lucareţ-Şanoviţa, prezintă valori mult mai mici şi la Ni, Co, Cr, Sr. Pe ansamblul produselor analizate valoarea Pb creşte de la basanite la andezite bazaltice.

C u p r u l. Cercetările întreprinse pînă în prezent arată că acest element minor se caracterizează printr-o distribuţie complexă în mineralele magmelor bazaltice. La rocile analizate de noi limitele şi mediile de conţinut variază cu unitatea geologică şi momentul erupţiei. Din examinarea tabelelor 14 şi 15 se observă că valorile medii ale conţinutului de Cu, pe tip petrografic şi unitate geologică sînt ceva mai scăzute decît media în roci bazice (87 ppm), excepţie făcînd andezitele bazaltice din Călimani (media 100 ppm). În munţii Călimani conţinutul de Cu variază între 35—148 ppm. La produsele din nord valorile sînt cuprinse între

Institutul Geologic al României

39—50 ppm. Acestea sînt mai mici decît media generală în roci bazice (87 ppm), sau decît conținutul de 83 ppm identificat în bazaltele filoniene din Caldera Căliman (S a v u l et al., 1956); ele sînt însă asemănătoare cu ale andezitelor piroxenice din regiune (media = 57 ppm). În sudul munților Călimani conținuturile sînt mai mari decît media generală în roci bazice; ele variază între 96—148 ppm (exceptînd proba Hurdugaș cu 35 ppm).

Din examenul comparativ al participării cuprului în compoziția diferitelor curgeri se observă valori foarte apropiate la aceeași curgere; sub acest aspect cuprul poate fi considerat un bun indicator în corelarea erupțiilor de andezite bazaltice din sudul munților Călimani. De exemplu: curgerea din zona Lunca Bradului conține 96—105 ppm; curgerea din zona dealul Runcului-pîrîul Fagul Rusului, 123—125 ppm; pîrîul Cișcu-dealul Ploptiș-dealul Arșița conține 119—139 ppm, iar la curgerea din zona valea Sărmaș-pîrîul Voșlobeni valorile sînt egale (148 ppm).

Z i n c u l. Rocile bazaltice prezintă conținuturi ce variază în limite apropiate de unde rezultă valori medii apropiate (tab. 14 și 15); acestea sînt mai mici decît media generală în roci bazice (105 ppm). Comportarea zincului este legată de participarea elementelor majore Fe și Mg cu care prezintă afinități cristalochimice și geochimice. În consecință, variația conținuturilor de Zn se corelează direct cu participarea piroxenilor (după C a r s t e n s, 1958 în special clinopiroxeni) și olivinei în constituția rocilor analizate. De asemenea, Zn se concentrează în magnetit și ilmenit (pentru considerente de coordinare). Prezența piroxenilor, olivinei precum și a magnetitului în toate rocile studiate poate justifica conținuturile apropiate care au fost dozate.

G a l i u l prezintă valori medii apropiate mediei în roci bazice. Conținuturile pe tip petrografic și unitate geologică cît și raportul $Ga10^3/Al$ (tab. 16) variază în limite foarte restrînse.

V a n a d i u l. Acest element minor manifestă o comportare geochimică complexă. Valorile medii ale conținuturilor de V, după cum se vede și în tabelul 14, se situează sub media dată pentru rocile bazice în general (250 ppm).

Pe regiuni și petrotipuri se poate spune că nu există variații prea mari. Cele mai ridicate valori (peste 200 ppm) se remarcă în unele andezite bazaltice (în special în Călimani). Rezultă că în aceste roci vanadiul a fost reținut în procent mai ridicat în mineralele feromagneziene. Referindu-se la distribuția V în mineralele rocilor bazaltice P r i n z arată că acest element este abundent în magnetit și în mai mică măsură în piroxeni; de asemenea, este prezent în plagioclaz și foarte rar în olivină.

Institutul Geologic al României

Datele de care dispunem, ilustrate în tabelul 14, în acord cu rezultatele studiului efectuat de P r i n z (1967), evidenţiază faptul că tholeitele au mai mult V decît bazaltele alcaline. Pe de altă parte, deoarece V este mai abundent în stadiul mijlociu al cristalizării (în directă corelare cu creşterea conţinutului de Fe^{3+}), bazaltele alcaline cu olivină normativă care reprezintă acest stadiu, vor fi mai bogate în V decît bazaltele cu nefelin normativ care se formează în stadiul tîrziu al cristalizării magmelor bazaltice. Examinarea relaţiilor dintre V, Fe şi Mg prin rapoartele $V10^3/Mg$ şi $V\ 10^3/Fe_{tot}$(tab. 16) evidenţiază deosebiri între bazalte şi tholeite. Astfel, în diagramele $V\ 10^3/Mg-Mg$ şi $V10^3/Fe_{tot}-Fe_{tot}$ (fig. 12a,b) se observă o grupare distinctă a bazaltelor alcaline şi tholeitice

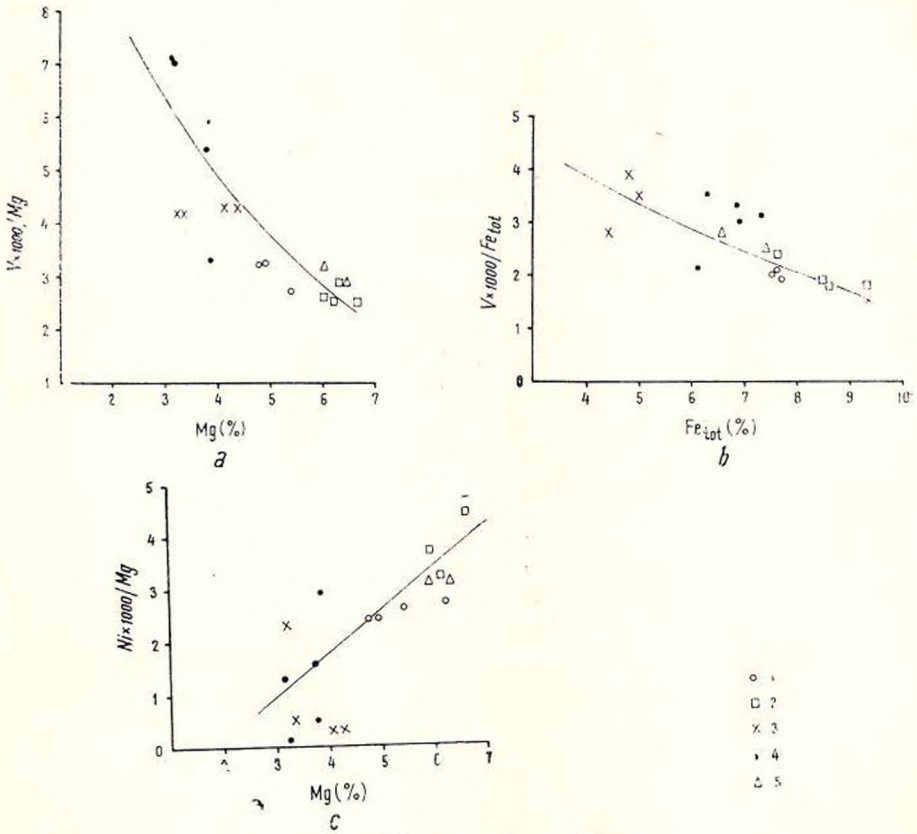


Fig. 12. — Diagrame de variaţie :

a, $V\ 10^3/Mg-Mg$; b, $V\ 10^3/Fe-Fe_{tot}$; c, $Ni\ 10^3/Mg-Mg$; 1, Banat; 2, Poiana Ruscă; 3, Metaliferi; 4, Călimani; 5, Perşani (explicaţii ca la fig. 4).

Variation diagrams :

a, $V\ 10^3/Mg-Mg$; b, $V\ 10^3/Fe-Fe_{tot}$; c, $Ni\ 10^3/Mg-Mg$; 1, Banat; 2, Poiana Ruscă Mts; 3, Metalliferous Mountains; 4, Călimani Mts; 5, Perşani Mts (explanations as for fig. 4).

Institutul Geologic al României

Bazaltele alcaline se situează în diagrame la conținuturi mai crescute de Fe și Mg decît tholeitele; raportul V 10^3/Mg variază în limite mai largi și separă net cele două tipuri, iar raportul V $10^3/Fe_{tot.}$ variază în limite mai reduse.

În general, se remarcă o dispersie a valorilor pe ansamblu și în cadrul aceluiași tip. În acord cu remarcile anterioare este notabilă concentrarea V în piroxenii și magnetitul andezitelor bazaltice de la Poiana Negrii, Deluț și Detunata.

În munții Călimani se remarcă conținuturi apropiate pentru produsele aceleiași erupții, de exemplu la curgerile din zonele Lunca Bradului-Sălard, Fagul Rusului-dealul Runcului, dealul Ploptiș-dealul Arșița.

Cromul prezintă o largă dispersie a conținuturilor în special la andezitele bazaltice din munții Călimani. Dispersia cromului în rocile bazaltice este menționată și de Prinz, care o leagă de conținutul variabil al acestui element în mineralele constitutive. La toate tipurile petrografice valoarea medie a Cr este mai mare ca media generală în roci bazice (170 ppm). Conținutul ridicat de crom este corelabil cu participarea olivinei și a clinopiroxenilor. Unele valori mai mari în andezite bazaltice (probele nr. 32, 35, 38) pot fi puse pe seama prezenței spinelilor cromiferi, ca incluziuni în olivine.

Mc. Dougall și Lovering (1963) au constatat că fayalitul are mai mult Cr decît piroxenii cu care coexistă; de asemenea, augitul are mai mult Cr decît pigeonitul, cu toate că acest ultim mineral prezintă un conținut mult mai ridicat de Fe^{3+}. La Cr valorile sînt mai mari în bazaltele din munții Perșani. În munții Călimani la Cr ca și la Ni se observă conținuturi diferite la produsele din nordul și din sudul masivului (tab. 14). Andezitele bazaltice din sud înregistrează valori ridicate în comparație cu media generală în roci bazice. Valori de peste 500 ppm au fost înregistrate în dealul Runcului, dealul Ploptiș, valea Cișcu. Acestea sînt cele mai ridicate conținuturi de crom observate la rocile bazaltice analizate de noi.

Rapoartele Cr 10^3/Mg, Cr $10^3/Fe^{+}$, Cr $10^3/Fe^3$ prezintă limite de variație foarte largi din cauza dispersiei valorilor cromului (tab. 16).

Cobaltul și nichelul sînt intim asociate mineralelor feromagneziene din rocile studiate. Cobaltul prezintă o distribuție mai uniformă ilustrată și de variația raportului Co $10^3/Fe_{tot.}$ și Co 10^3/Mg (tab. 16). Conținutul mediu este foarte apropiat de media generală în roci bazice (48 ppm) la basanite și descrește ușor de la acestea la bazalte și andezite bazaltice (tab. 14 și 15).

Institutul Geologic al României

La Ni distribuţia valorilor este mult mai capricioasă; rocile basanitice avînd cele mai ridicate conţinuturi. Dispersia Ni este notabilă la andezitele bazaltice din Călimani. Basanitele din Poiana Ruscă, şi bazaltele din Perşani prezintă conţinuturi medii mai mari decît media generală în roci bazice (130 ppm). Între Fe^{2+} (0,83 Å) şi Co (0,82 Å), Ni(0,78 Å) şi Mg (0,78 Å) există corelaţii foarte bune datorită valorilor apropiate ale razelor ionice şi electronegativităţii. De aceea, s-au examinat rapoartele Ni şi Co faţă de elementele majore cu care se corelează (tab. 16). În ce priveşte Co, datorită unei omogenităţi mai mari a conţinuturilor, rapoartele faţă de Fe sau faţă de Mg variază în limite apropiate. La Ni datorită valorilor diferite, rapoartele variază în limite mai largi, în special în cazul andezitelor bazaltice. Diagrama Ni 10^3/Mg—Mg (fig. 12c) ilustrează acest fapt precum şi proiecţia în domenii diferite a bazaltelor alcaline şi a celor tholeitice.

TABEL 17

Raportul Ni/Co

Nr. probă	Ni/Co	Nr. probă	Ni/Co	Nr. probă	Ni/Co	Nr. probă	Ni/Co	Nr. probă	Ni/Co
1	2,8	9	3,7	19	2,7	25	0,6	40	4,7
2	3,7	10	4,0	20	2,1	26	1,1	41	4,2
3	3,8	11	3,7	21	1,2	27	<0,3	42	3,7
4	3,4	12	3,9	22	0,4	28	1,1	43	4,6
5	2,9	13	3,2	23	1,1	29	1,7	44	4,7
7	3,8	14	0.9	24	0,4	30	1,2	45	4,9
8	3,3	15	4.8			31	4,9	46	5,6
		16	3,2			32	4,1	47	4,2
		17	4.3			33	2,0	48	4.6
						34	4,3	49	4,2
						35	3,8	50	3,6
Nr. 1—8 şi 40—52 Bazalte						36	2,5	51	3,9
						37	4,0	52	3.8
Nr. 9—17 Basanite						38	4,2		
Nr. 19—39 Andezite bazaltice						39	3,9		

Raportul Ni/Co (tab. 17) scoate în evidenţă o diferenţiere regională pe tipuri petrografice, astfel: pentru bazaltele din Banat variază între 2,8—3,8 cu o medie de 3,4 în timp ce la bazaltele din Perşani limitele de variaţie sînt 3,6—5,6 cu o medie de 4,3. La basanite raportul Ni/Co variază între 3,2—4,8 cu o medie de 3,8. În andezitele bazaltice valorile raportului sînt mult mai diferite şi nu se poate calcula o medie.

Din examinarea geochimiei componenţilor minori au reieşit printre altele asemănările şi deosebirile dintre bazaltele alcaline şi cele tholei-

Institutul Geologic al României

tice. Acestea sînt ilustrate în diagramele binare prezentate (fig 12 a, b, c), precum şi în diagrama Ni—Cr—V (fig. 13). În această diagramă rocile analizate se dispersează în partea inferioară a triunghiului. Datorită acumulării diferite a Ni, Cr, V în bazaltele alcaline şi bazalte tholeitice se remarcă o tendinţă de grupare a bazaltelor alcaline în partea superioară a cîmpului mai aproape de linia Ni—Cr. Excepţie face basanitul de la Ferigi care împreună cu andezitele bazaltice de la Tisa, Buzelanu, Lunca Bradului şi Deluţ se proiectează grupat în colţul V al triunghiului.

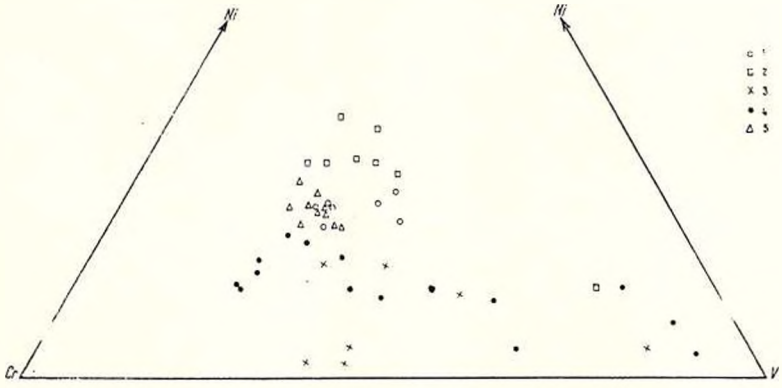


Fig. 13. — Diagrama Ni-Cr-V :
1, Banat ; 2, Poiana Ruscă ; 3, Metaliferi ; 4, Călimani ; 5, Perşani (explicaţii ca la fig. 4).
Ni—Cr—V diagram ;
1, Banat ; 2, Poiana Ruscă Mts ; 3, Metalliferous Mountains ; 4, Călimani Mts ; 5, Perşani Mts. (explanations as for fig. 4).

Examinarea distribuţiei V, Cr, Co, Ni — elemente minore cu comportare geochimică caracteristică în procesele de diferenţiere a magmei bazaltice — arată următoarele : a) în general, conţinuturile sînt mai ridicate la bazaltele alcaline decît la tholeite ; b) rocile basanitice prezintă conţinuturi medii ridicate de Co şi Ni ; c) conţinuturile de Cr diferă între bazaltele din Banat şi cele din munţii Perşani, pentru ambele regiuni valorile medii sînt apropiate la V, Co, Ni ; d) la bazalte cele mai ridicate valori ale V, Cr, Co, Ni se remarcă în sectorul Şanoviţa, la partea inferioară a curgerilor şi în cariera Lacul fără Fund situată în partea sud-estică a curgerii de la Racoşul de Jos ; e) datele analitice evidenţiază o îmbogăţire în aceste elemente a magmei andezitelor bazaltice din sud-estul munţilor Călimani ; f) în mod deosebit la andezitele bazaltice se observă variaţia conţinuturilor datorită apartenenţei la structuri şi implicit la camere magmatice diferite, deşi punerea în loc s-a produs în acelaşi interval de

Institutul Geologic al României

timp. În munții Călimani s-a putut constata o variație a conținuturilor de la o erupție la alta, vădind procese de diferențiere a magmei bazaltice care s-au produs într-un interval de timp relativ scurt.

Conținuturile de Ni și Co în rocile studiate și problema proveniență acestora din mantaua superioară. Unele date interesante în această problemă au fost furnizate de Taylor (1969). Se admite că, dacă în peridotite conținutul de Ni = 1000—2000 ppm, cel de Co = 100—200 ppm, iar raportul Ni/Co ≃ 10, bazaltele alcaline și tholeitice care derivă din acest material conțin în medie Ni = 120 ppm, Co = 50 ppm, Ni/Co ≃ 2,5. Luînd în considerație aceste valori, autorul apreciază că este dificil să se admită ca topiturile provenite din manta să conțină 20 ppm Ni.

Pornind de la aceste constatări putem face unele observații privind proveniența rocilor pe care le cercetăm; acestea sînt orientative deoarece la elucidarea problemei contribuie și alți parametri de care nu dispunem deocamdată, cum ar fi Sr^{87}/S^{86}, K/Rb, Rb/Sr, Th/U.

Analiza datelor spectrale arată că la bazaltele alcaline au fost dozate conținuturi de Ni și Co apropiate celor indicate de Taylor. La Ni valorile medii sînt mai mari de 120 ppm sau egale (Banat), pentru Co valoarea cea mai apropiată se remarcă la rocile din Poiana Ruscă.

5.4.3. **Variația elementelor minore.** Examinarea conținutului în elemente minore indică existența unor deosebiri între basanite, bazalte și andezite bazaltice, precum și variații în cadrul aceluiași tip în funcție de apartenența la unități geologice, structuri vulcanice și erupții diferite. Aceste deosebiri și variații sînt redate sugestiv și în diagramele pe care le prezentăm în continuare.

Diagramele de variație ale Cr, Co, Ni, V și a elementelor majore asociate Mg și Fe în funcție de indicele Nockolds (tab. 18, fig. 14 a, b, c, d) arată:

— pentru basanite variația Cr și Ni are o alură similară, punînd în evidență și o largă dispersie a valorilor.

— în bazalte Cr, Ni, Co și V prezintă o tendință generală de scădere cu creșterea indicelui de diferențiere Nockolds, valorile minime aparținînd bazaltelor din Banat.

— la andezitele bazaltice se observă curbe de variație neregulate datorită dispersiei valorilor ce aparțin unor structuri vulcanice și faze de erupție diferite.

Institutul Geologic al României

TABEL 18

Valorile elementelor majore și ale funcției Nockolds

Nr. analizei	Si	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Fe_{tot}	Mg	Ca	Na	K	$\left(\frac{1}{3}Si+K\right)-(Ca+Mg)$
1	21,7	8,52	2,19	5,44	7,63	4,96	6,39	2,95	1,60	−2,52
5	21,9	8,82	2,55	4,93	7,48	4,78	6,09	3,52	1,12	−2,45
8	22,2	8,39	1,18	6,54	7,72	5,42	6,09	2,87	1,38	−2,73
9	19,5	8,03	2,50	5,06	7,56	6,27	7,54	3,61	1,25	−6,06
10	19,2	6,98	3.72	5.60	9,32	6,14	7,81		0,89	−6,66
14	17,9	6,25	3,39	5,20	8,59	7,41	8,10		0,95	−8,66
15	19,7	8,06	3,59	4,87	8,46	6,63	7,90		0,99	−7,93
17	20,8	7,19	3,83	4,78	8,61	5,97	7,70		1,02	−5,75
19	24,7	9,71	1,82	3,40	5,22	3,19	5,82	2,74	1,15	0,37
21	24,4	8,76	3,93	5,31	9,24	3,31	5,65		0,14	−0,72
22	25.2	8,64	1,32	3,68	5,00	4.07	7,13	2,07	1,16	−1,64
24	25,5	8,54	1,34	3,45	4,79	4,34	6,87	2,11	1,23	−1,48
25	23,2	9,38	1,14	5,15	6,29	3,78	7,55	1,88	0,61	−2,99
27	22,8	10,39	2,94	4,38	7,32	3,22	6,97	2,06	1,07	−1.52
30	23,9	8,94	1,53	5,31	6,84	3,15	5,97	2,13	1,33	0.18
31	24,0	8,80	1,33	4,76	6,09	3,85	6,35	2,17	1,56	−0,64
33	23,9	9,30	2,70	4,23	6,93	3,79	5,75	2,20	1,38	−0,19
38	23,4	8,56	2,15	4,92	7,07	5,10	6,27	2,01	1,28	−2,29
42	22,3	8,60	1,50	5,04	6,54	6,35	7,26	2,37	1.15	−5,03
44	21,3	8,25	1,97	5,44	7,41	5,97	7,05	3,05	1,69	−4,23

Pentru cele trei tipuri de roci bazaltice pe care le studiem, diagramele de variație ale conținuturilor medii (fig. 15) se prezintă astfel : valorile medii ale Ba, Sr, Co scad de la basanite la andezite bazaltice ; conținuturile de Pb și V cresc spre andezite bazaltice, creșterea fiind mai pregnantă la Pb ; la Zn și Ga conținuturile medii sînt constante pentru basanite, bazalte și andezite bazaltice. Pentru toate aceste elemente minore este evident sensul normal de variație de la rocile basanitice la andezite bazaltice.

5.4.4. **Considerații comparative**. Fondul de date analitice a fost utilizat pentru comparații cu informațiile din literatură privind mediile de conținut ale rocilor bazice în general și în special ale rocilor bazaltice. Deși studiul efectuat are în vedere roci din domeniul continental, considerațiile comparative cuprind bazaltele din ariile continentale precum și din cele oceanice. Pentru regiunile vulcanice învecinate nu am găsit în literatură date privind elementele minore.

Institutul Geologic al României

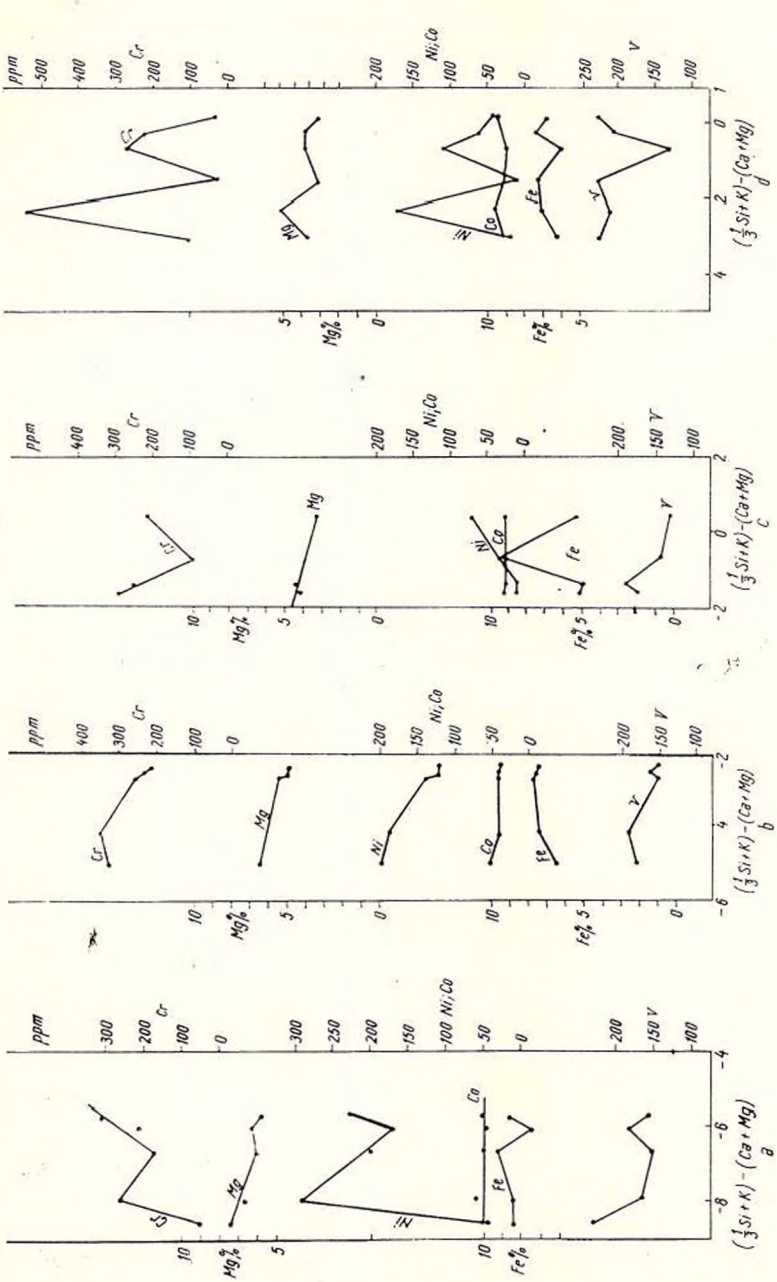


Fig. 14. — Diagrame de variație ale Fe, Mg, Cr, Ni, Co, V :
a, bazanite ; b, bazalte ; c, andezite bazaltice Metalliferi ; d, andezite bazaltice Călimani.

Fe, Mg, Cr, Ni, Co, V variation diagrams :
a, basanites ; b, basalts ; c, Metalliferous basaltic andesites ; d, Călimani basaltic andesites.

Institutul Geologic al României

Din analiza variației conținuturilor pe elemente a reieșit că în comparație cu media generală în rocile bazice, bazaltele alcaline sînt mai bogate în Ba, Sr, Pb, Cr, Ni și mai sărace în Li, Cu, Zn, iar tholeitele

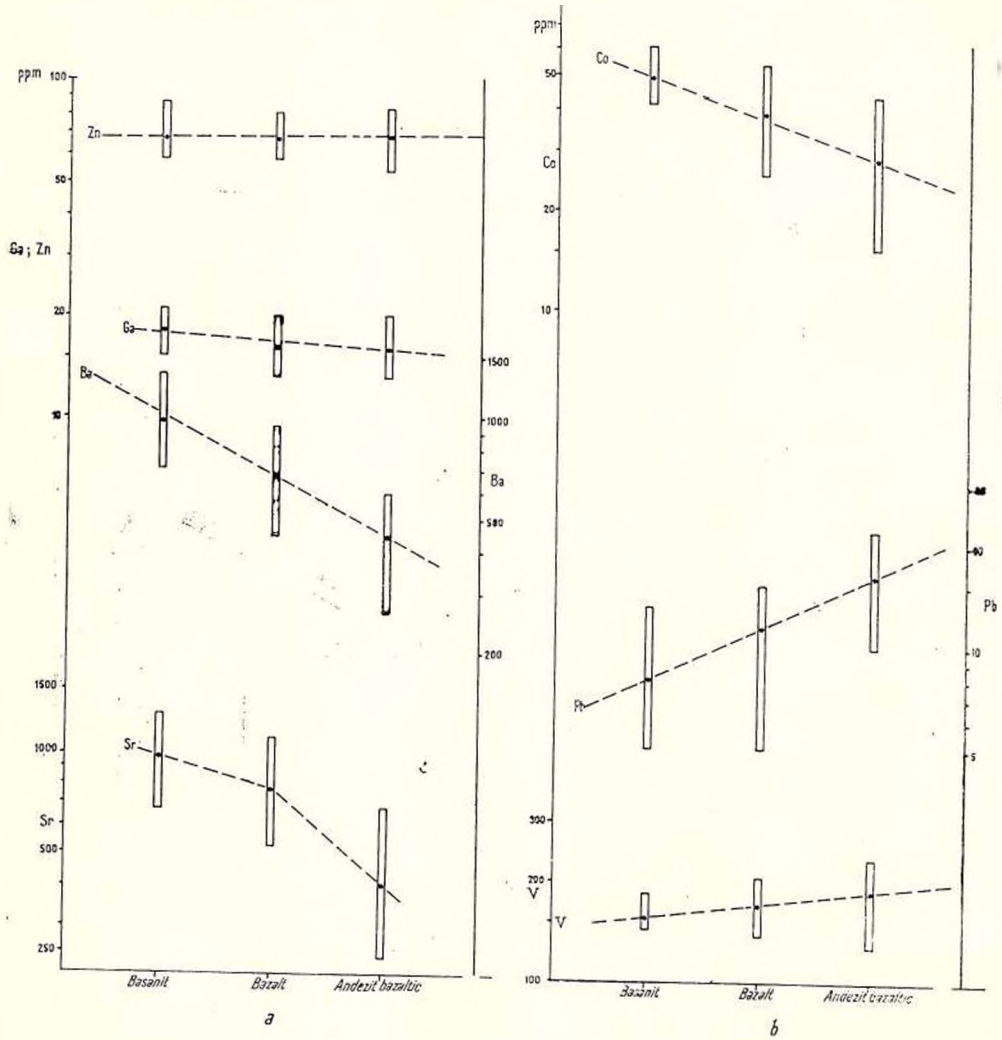


Fig. 15. — Diagrama de variație a conținuturilor de Zn, Ga, Ba, Sr (a), Co, Pb, V(b).
Variation diagram of Zn, Ga, Ba, Sr (a), Co, Pb, V (b) contents.

sînt mai bogate în Ba, Cu, Pb, Cr și mai sărace în Zn, Co, V (cu unele excepții, tab. 14). Compararea mediilor calculate de noi cu datele prezentate de T a y l o r și W h i t e (1966) pentru bazalte și andezite bazice, arată

Institutul Geologic al României

asemănări la Cu (andezite bazaltice, Metaliferi), Ga (andezite bazaltice din Metaliferi şi Călimani), Ni (bazalte), Co (basanite) Cr (basalte, Banat).

În tabelul 19 sînt prezentate mediile aritmetice regionale ale Ba, Sr, Cu, V, Cr, Co, Ni în roci bazaltice după P r i n z (1967).Compararea valorilor cu cele de care dispunem arată următoarele: conţinuturi apropiate de Ba şi Sr între bazaltele alcaline din Banat, Poiana Ruscă, Perşani

TABEL 19

Medii aritmetice regionale ale elementelor minore în roci bazaltice (după M. P r i n z, 1967)

Regiunea	Ba	Sr	Cu	V	Cr	Co	Ni
Hakone, Japonia, vulcanite pliocene	113	213	—	458	42	33	14
Hakone, Japonia, vulcanite cuaternare	136	425	—	293	130	31	55
Scoţia	215	313	—	193	111	39	60
Irlanda de nord	274	429	109	429	148	37	46
Lassen Peak	396	802	80	214	300	38	117
Alaska	369	606	126	243	97	27	48
Hawai	600	1200	—	215	125	39	33
Polinezia	3	1100	—	233	208	43	117
Honolulu	720	1010	—	217	270	44	184
Kilauea	184	652	207	339	252	46	164
Mauna Loa	59	481	—	288	325	48	135
Oahu	96	436	—	180	225	43	99

şi bazaltele din unele regiuni vulcanice ale Pacificului. Stronţiul prezintă valori apropiate între andezitele bazaltice din Călimani şi unele roci bazaltice tinere din Japonia, Scoţia, Irlanda. La vanadiu se observă asemănări între andezitele bazaltice din Călimani şi cele din Scoţia; conţinuturile de cobalt sînt apropiate în bazaltele din Banat şi în cele din Irlanda, Scoţia, Lassen Peak. Nu se observă apropieri între conţinuturile de Ba, Cu, V, Cr, Co, Ni la bazaltele şi andezitele bazaltice din România şi cele din zona Kamciatka-Kurile (M a r k i n i n, S a p o ş n i k o v a, tab. 20).

TABEL 20

Date medii privind rocile vulcanice din Kamciatca şi Insulele Kurile (după M a r k i n i n şi S a p o ş n i k o v a, 1962, 1964; din T a y l o r, 1969)

	Ba	Zn	Cu	V	Cr	Co	Ni
Bazalt	130	100	63	520	89	56	61
Andezit bazaltic	200	110	41	320	63	39	41
Andezit	390	250	34	280	26	29	33
Dacit	610	390	25		12	17	12
Riolit	730	630	3,3	176	10	15	11

Institutul Geologic al României

Examenul comparativ al modului în care se acumulează V, Co, Ni în andezidele bazaltice şi andezitele piroxenice — în cazul aceluiaşi ciclu de erupţie şi în cadrul aceleiaşi unităţi vulcanice—poate fi realizat în bune condiţiuni în lanţul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita. Această unitate vulcanică este pînă în prezent singura din România pentru care dispunem de un volum reprezentativ de date analitice. Se constată în mod normal că andezitele bazaltice sînt mai bogate în V, Co, Ni. Atrage însă atenţia, faptul că andezitele bazaltice prezintă medii de conţinut mai ridicate şi pentru Pb, Cu, Zn (tab. 15).

6. PROBLEMA MAGMEI PARENTALE

Datele de care dispunem ca urmare a studiului efectuat, permit aducerea în discuţie a originii rocilor bazaltice, subiect de importanţă majoră în teoria petrologiei moderne.

Într-un consens aproape general, în prezent se admite existenţa mai multor tipuri de magmă bazaltică, fiecare dintre ele putînd fi magmă parentală. Aceste magme se formează prin topirea parţială la diferite adîncimi, într-un anumit regim termodinamic, a mantalei peridotitice care este privită ca o masă heterogenă din punct de vedere al compoziţiei chimice.

O contribuţie deosebită la elucidarea problemei genezei magmei bazaltice au adus-o cercetările efectuate de K u n o şi colaboratorii. Aceştia sugerează că diferitele tipuri de magmă bazaltică primară au geneză independentă, provenind din topirea parţială a mantalei peridotitice la diferite presiuni. Aceste presiuni cresc de la tholeite la bazaltele alcaline cu olivină. Adîncimile la care iau naştere diferitele tipuri de magme bazaltice sînt deduse din adîncimea focarelor cutremurelor, astfel : magma tholeitică la 100 km ; magma bazaltică foarte aluminoasă la 200 km ; magma bazaltică alcalină cu olivină la peste 250 km.

Studiul mineralogic şi în special cel chimic, ne-au permis să argumentăm destul de riguros — în capitolele anterioare — apartenenţa rocilor bazaltice plio-cuaternare la bazalte tholeitice şi bazalte alcaline. De asemenea, am arătat încă de la început că erupţia fiecărui tip a avut loc într-un regim vulcanotectonic diferit. De asemenea, reamintim că analiza distribuţiei unor elemente minore ca Ni şi Co — în acord cu T a y l o r — — a indicat proveniența din mantaua superioară a unora dintre rocile studiate.

Interpretînd datele sub aspectul tipurilor de magmă parentală bazaltică, în acord cu opiniile cele mai acreditate (G r e e n şi

Institutul Geologic al României

Poldervaart, 1955; Kuno 1959, 1960, 1968; Uffen, 1959; Yoder și Tilley, 1962; Eaton și Murata, 1960; Yamasaki și Brousse, 1963), admitem proveniența basanitelor și a bazaltelor din magma bazaltului alcalin cu olivină, iar a andezitelor bazaltice, din magma tholeitică. Pornim de la premisa aplicabilității rezultatelor cercetărilor petrogenetice și magmatologice efectuate asupra bazaltelor oceanice la condițiile continentale, deoarece admitem mantaua superioară ca sursă a tuturor rocilor bazaltice.

O cale simplă pentru a distinge tipurile de bazalt este diagrama $Na_2O + K_2O - SiO_2$. Construind această diagramă pentru rocile analizate (fig. 16) și comparînd-o cu diagramele clasice după Kuno (1968), constatăm că acestea se proiectează în două domenii distincte și anume:

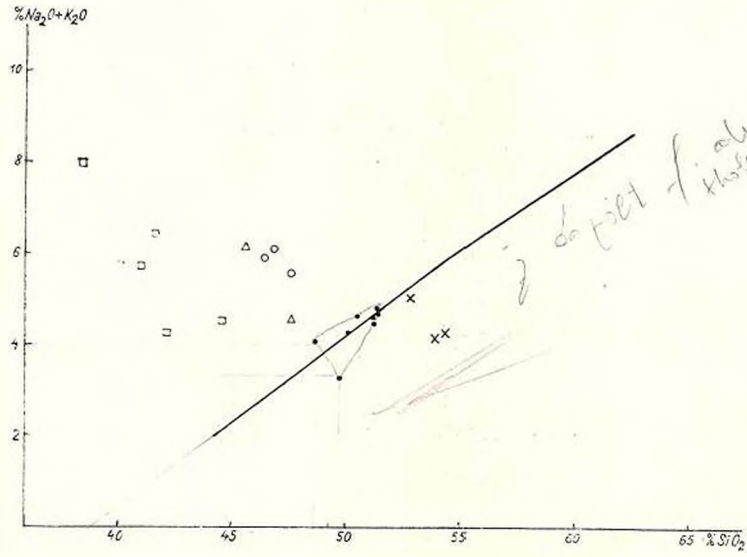


Fig. 16. — Diagrama $Na_2O + K_2O - SiO_2$ pentru rocile bazaltice plio-cuaternare din România. Linia diagonală separă domeniul bazaltelor alcaline de al bazaltelor tholeitice: 1, Banat; 2, Poiana Ruscă; 3, Metaliferi; 4, Călimani; 5, Perșani.

$Na_2O + K_2O - SiO_2$ diagram for Pliocene-Quatenary basaltic rocks from Romania. A diagonal line separates the alkalic basalt field from that of tholeiitic basalts: 1, Banat; 2, Poiana Ruscă Mts; 4, Metalliferous Mountains; 4, Călimani Mts; Perșani Mts.

basanitele, bazaltele nefelinice și bazaltele în zona bazaltului alcalin cu olivină, andezitele bazaltice în zona bazaltului foarte aluminos și a tholeitului. Excepție fac unele analize de andezit bazaltic din munții Călimani care datorită conținutului ridicat de $Na_2O + K_2O$ se plasează în domeniul bazaltelor alcaline.

Institutul Geologic al României

Faptul că rocile studiate aparţin la două magme independente este sugerat şi de diagrama $\tau - SiO_2$ după G o t t i n i (fig. 17). În această diagramă bazaltele alcaline din Poiana Ruscă, Banat şi Perşani se proiectează în cîmpul A corespunzător magmelor simatice ($\tau < 9$), iar bazaltele tholeitice din Metaliferi şi Călimani se proiectează în cîmpul B ($\tau > 10$), corespunzător magmelor sialice. În acord cu G o t t i n i utilizarea acestei diagrame furnizează date concludente privind proveniența din mantaua superioară a bazaltelor şi a basanitelor cercetate de noi.

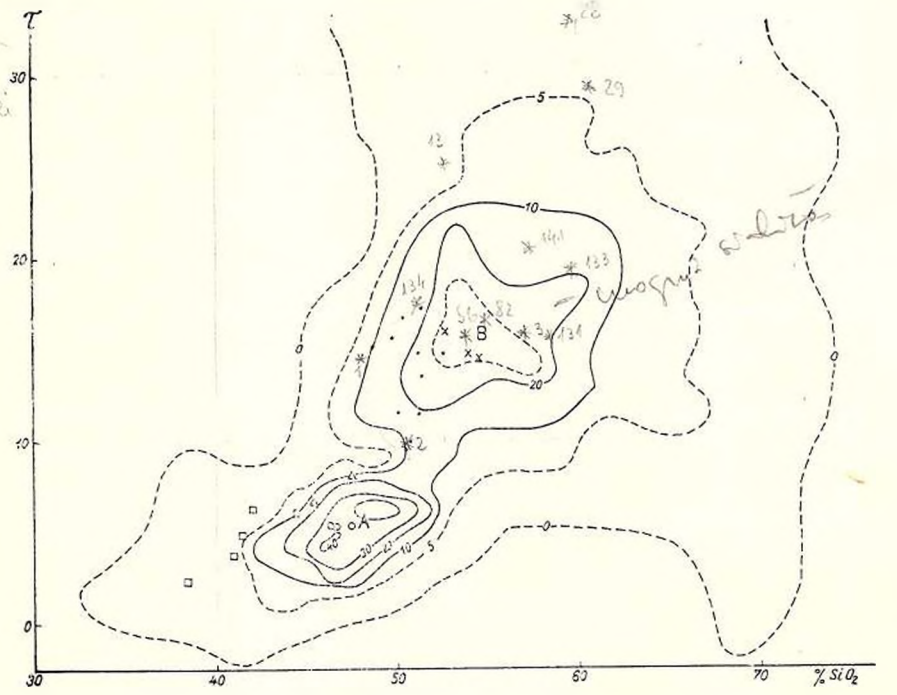


Fig. 17. — Diagrama $\tau - SiO_2$ pentru rocile bazaltice plio-cuaternare din România: 1, Banat; 2, Poiana Ruscă; 3, Metaliferi; 4, Călimani; 5, Perşani.

$\tau - SiO_2$ diagram for Pliocene-Quaternary basaltic rocks from Romania: 1, Banat; 2, Poiana Ruscă Mts; 3, Metalliferous Mountains; 4, Călimani Mts; 5, Perşani Mts.

Rezultă că vulcanismul bazaltic cuaternar din Banat, Poiana Ruscă şi Perşani a fost generat de magma bazaltului alcalin cu olivină. Ascensiunea acesteia la suprafaţă, nediferenţiată şi necontaminată, a fost favorizată de fracturi crustale puse în evidenţă în aceste regiuni de cercetările geofizice (G a v ă t et al., 1963). În ceea ce priveşte vulcanismul andezito-bazaltic plio-cuaternar din Metaliferi şi Călimani, definirea magmei parentale este mai dificilă datorită poziţiei acestor roci ca ultim produs în seria

Institutul Geologic al României

calco-alcalină riolit—dacit-andezit. În această situaţie problema îmbracă două aspecte posibile : a) andezitele bazaltice reprezintă magma bazaltică parentală nediferenţiată ; b) andezitele bazaltice constituie ultimul produs de diferenţiere fracţionată, prin acumulare de cristale, a magmei bazaltice parentale. Opinăm însă că în ambele situaţii vulcanismul andezito-bazaltic este un proces transcrustal în accepţiunea lui G o r ş k o v (1969).

7. CONCLUZII

1. La sfîrşitul activităţii eruptive neozoice, pe teritoriul României s-a desfăşurat un vulcanism bazaltic de mică amploare, comparativ cu cel andezitic, dar variat în ceea ce priveşte compoziţia şi formele de manifestare. Regiunile cu roci bazaltice plio-cuaternare sînt : Banatul de nord-vest, nordul munţilor Poiana Ruscă, Munţii Metaliferi, munţii Călimani, munţii Perşani.

2. Rocile bazaltice studiate sînt reprezentate prin bazalte tholeitice (andezite bazaltice) şi bazalte alcaline (bazalte olivinice, basanite, bazalte nefelinice).

3. Vulcanismul bazaltic alcalin şi cel andezito-bazaltic s-au manifestat fiecare în mod diferit şi în regiuni diferite, ca urmare a evoluţiei magmatismului subsecvent alpin din teritoriu sub imperiul unui control structural deosebit.

4. Rocile bazaltice au următoarea compoziţie mineralogică : basanitele şi bazaltele nefelinice — augit şi olivină ca fenocristale, plagioclaz, nefelin, augit, magnetit, uneori hornblendă în masa fundamentală ; bazaltele olivinice — augit şi olivină ca fenocristale, plagioclaz, olivină, magnetit, ilmenit în masa fundamentală ; andezitele bazaltice — plagioclaz, augit, olivină, uneori hipersten ca fenocristale, plagioclaz, augit, olivină, magnetit, uneori hipersten în masa fundamentală.

5. Studiul chimismului a pus în evidenţă asemănări şi deosebiri între rocile examinate. Astfel se remarcă chimismul particular al basanitelor şi bazaltelor nefelinice comparativ cu celelalte petrotipuri ; bazaltele olivinice din Banat şi Perşani prezintă un chimism apropiat şi un caracter alcalin evident în ambele regiuni. O compoziţie chimică apropiată se remarcă şi la andezitele bazaltice din Metaliferi şi Călimani ; andezitele bazaltice de la Detunata, Poiana Negrii, Hurdugaş, Piatra Piştii, Ploptiş, prezintă chimism foarte apropiat bazaltelor.

6. Marea majoritate a bazaltelor sînt sărace în alcalii, nesaturate şi aparţin magmelor semifemice. Se observă o tendinţă spre magme femice la bazaltele alcaline şi spre magme isofale la andezitele bazaltice.

Institutul Geologic al României

7. Bazaltele tholeitice se proiectează în cîmpul Lassen Peak iar marea majoritate a bazaltelor alcaline se proiectează în cîmpul Tristan da Cunha. Prin poziţia în diagrama QLM a cîmpului general al magmelor se ilustrează intervalul larg de diferenţiere în care se plasează rocile bazaltice; de asemenea, se evidenţiază caracterul atlantic pronunţat al bazaltelor din Poiana Ruscă şi cel calcoalcalin al andezitelor bazaltice.

8. În comparaţie cu datele din literatură privind conţinuturile medii ale elementelor minore în roci bazice, pentru rocile analizate se observă valori medii mai mari la Sr, Ba, Pb, Cr, şi mai mici la V.

9. Bazaltele olivinice din Banat şi Perşani se caracterizează printr-un conţinut ridicat de Sr, Ba, Cr şi Pb. Pentru ambele regiuni valorile medii sînt apropiate la Li, Cu, Ga, V, Ni, Co, Pb.

10. Pentru elementele dozate se observă conţinuturi diferite la andezitele bazaltice din nordul şi sudul munţilor Călimani, datorită apartenenţei la faze de erupţie diferite. La produsele aceleiaşi erupţii valorile Cu, V, Ni sînt apropiate.

11. La andezitele bazaltice din Munţii Metaliferi se observă deosebiri de conţinut între Detunata şi valea Mureşului. În general andezitele bazaltice din Munţii Metaliferi sînt mai alcaline şi mai sărace în V, Cr, Co, Ni, decît produsele de acelaşi tip din munţii Călimani.

12. Elementele minore cu comportare geochimică caracteristică în procesele de diferenţiere a magmei bazaltice — V, Cr, Co, Ni — înregistrează valori mai ridicate la bazaltele alcaline decît la cele tholeitice; Co şi Ni se acumulează îndeosebi în bazaltele din Poiana Ruscă. Este remarcabilă îmbogăţirea acestor elemente în andezitele bazaltice din sud-estul munţilor Călimani.

13. Examenul comparativ al modului în care se acumulează V, Co, Ni, în andezite bazaltice şi andezite piroxenice în acelaşi ciclu de erupţie şi în cadrul aceleiaşi unităţi vulcanice (cazul lanţului eruptiv), arată că andezitele bazaltice sînt mai bogate în V, Co, Ni.

14. În problema tipului de magmă parentală se argumentează proveniența basanitelor şi a bazaltelor din magma bazaltului alcalin cu olivină, iar a andezitului bazaltic din magma tholeitică.

Ascensiunea magmei bazaltice a fost favorizată de fracturi crustale amorsate în Pleistocen la exteriorul sau la periferia zonelor de minimă rezistenţă, active în Neogen în zona orogenului carpatic.

Depusă: octombrie 1970

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Aoki K. I. (1967) Petrography and petrochemistry of latest Pliocene Olivine-tholeiites of Taos Area, northern New-Mexico. U.S.A. *Contr. Mineral. and Petrol.* 14, 3. Berlin.

Breskovska V. (1967) Mineral composition and chemistry of the Basalts of Surmena Sredna Gora. *An. Univ. Sofia Livre* 1, Géologie 60 (1965—1966). Sofia.

Chodyniecka L. (1967) Bazalt Z Góry Swietej Anny. *Prace Mineralogiczne* 8. Warszava.

Ciocîrdel R., Socolescu M. (1969) Éléments du mécanisme des mouvements tectoniques en Roumanie. *Acta Geol. Ac. Sc. Hung.* 13. Budapest.

Coats R. R. (1968) Basaltic andesites. În Basalts: the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition. J. Wiley et Sons. New York.

Cosma S., Teodoru I., Teodoru Camelia (1964) Contribuţii la cunoaşterea geologiei munţilor Călimani de nord şi Bîrgău de sud. *D. S. Com. Stat. Geol.* L/2 (1962—1963). Bucureşti.

Dimitrescu R. (1966) Beiträge zur Kenntnis der magmatisch-tektonischen Verhältnisse im karpatische-balkanischen Raum. *Acta Geol. Hung.* X, Budapest.

Dupuy C. (1965) Variation des teneurs en Cu, Ni, Cr, Co, V dans quelques roches volcaniques des Causses et du Bas-Languedoc. *Bull. Soc. Geol. France* 7^{e} Série VII, 1. Paris.

Fonteilles M. (1967) Appréciation de l'intéret métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. *Bul. B.R.G.M.* 1, Paris.

Gast P. W. (1960) Limitations of the composition of the upper mantle. *Jour.Geophys. Res.*, 65, 1287—1297. Washington.

— (1968) Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta* 32. London.

Gavăt I., Airinei Şt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice. *St. cerc. geol., geof. geogr. Seria geol.* 1, 1. Bucureşti.

Gheorghiu C. (1954) Studiul geologic al văii Mureşului între Deva şi Dobra. *An. Com. Stat Geol.* XXVII. Bucureşti.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. I.G.R.* XXI. Bucureşti.

Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry. Oxford Clarendon Press.

Gorşkov G. S. (1969) Two types of alkaline Rocks—Two Types of Upper Mantle. *Bull. Volc.* XXXIII f. 4. Napoli.

Gottini V. (1969) Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. *Bull. Volc.* XXXIII, f. 3. Napoli.

Green J., Poldervaart A. (1955) Some basaltic provinces. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7. London.

— Ringwood A. E. (1967) The Genesis of Basaltic Magmas. *Contr. Mineral. and Petrol.* 15. Berlin.

Ianovici V., Giuşcă D., Ghiţulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Academiei. Bucureşti.

Ilie M. (1953) Structura geologică a Munţilor Perşani. *An. Com. Stat Geol.* XXVI. Bucureşti.

Ionescu Jeana, Udrescu Constanţa, Dimitriu A., Breabăn Marieta, Vasiliu Cecilia, Medeşan Alexandra (1970) Granitul de la Highiş şi bazaltul de la Racoş, roci etalon pentru analiza spectrochimică. *Inst. geol. St. tehni. econ.* B/45. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Kennedy W. Q. (1933) Trends of differentiation in basaltic magmas. *Am. Jour. Sci.*, 25, pp. 239—256. New Haven, Connecticut.

Kräutner Florentina (1969) Magmatites finales alcalines quaternaires dans la partie NE du Massif de Poiana Ruscă. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Geogr. Serie de Géologie.* 13. 1. Bucureşti.

Kuno H. (1960) High-alumina basalt. *J. Petrol.* 1, pp. 121—145. London.

— (1968) Differentiation of basalt magmas. În Basalts : the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition. J. Wiley et Sons. New York.

Kushiro I., Kuno H. (1963) Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *J. Petrol.* 4. London.

Laţiu V. (1929) Contribuţiuni la studiul petrogenetic al bazaltului cu incluziuni exogene de cuarţ de la Racoşul de Jos. *An I.G.R.* XIII. Bucureşti.

Lětolle R., Kulbicki H. (1969) Géochimie des laves du massif volcanique plioquaternaire du Mont Dorě. *Bull. Centre. Rech. Pau.* 3, 2. Paris.

— (1960) Géochimie des laves du massif volcanique plioquaternaire du Mont Dorě. *Bull. Centre Rech. Pau*, 4, 1. Paris.

Locardi E., Mittempergher M. (1967) Relationship between some trace elements and magmatic processes. *Geol. Rundschau*, 57. Stuttgart.

Manson V. (1967) Geochemistry of basaltic rocks : major elements. In Basalts : the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition. J. Willey et Sons. New York.

Mateescu I. Ş t. (1936) Vulcanismul cuaternar din partea de nord-vest a Banatului. *Rev. Muz. Geol. Min. al Univ. Cluj.* VI. 1—2, Cluj.

Mauritz V. (1930) Basaltul de la Susanovăţ. *Rev. ştiinţif. „V. Adamachi"* XVI/1. Iaşi.

Maxim I. (1943—1944) Forma şi timpul de erupţiune a bazaltelor celor două Detunate (Bucium, M. Apuseni, România). *Rev. Muz. Geol. Min. al Univ. Cluj*, VIII/1. Cluj.

Mihalikova A., Simova M. (1965) Final basalt vulcanism in West Carpathians. *Geol. Prace*, 36, Bratislava.

Muir I. D., Tilley C. E. (1957) The picrite-basalts of Kilauea, contributions to the petrology of Hawaiian basalts. *Am. Jour. Sci.* V. 255, New Haven, Connecticut.

Murata K. J., Richter D. H. (1966) Chemistry of the Lavas of the 1959—1960. Eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. *In Geol. Surv. Prof. Paper* 537—A. Washington.

Nichita O. (1934) Studiul petrografic şi chimic al regiunii văilor Neagra şi Haita din Masivul Munţilor Călimani jud. Cimpulung. Teză de doctorat. Iaşi.

Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. I. Calc-alkalic rocks : *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4. London.

— (1954) The geochemistry of some igneous rock series II. Alkalic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5. London.

— (1956) The geochemistry of some igneous rock series III. Tholeiitic rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 9. London.

O'Hara M. J. (1965) Primary magmas and the origin of basalts. *Scot. J. Geol.* 1, 19—40. Edinburg.

Osborn E. F. (1959) Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am. jour. Sci.* V. 257 9. New Hawen, Connecticut.

Quervain F. (1927) Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung. *Schw. Min. Petr. Mitt.* VII. Zürich.

Institutul Geologic al României

Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părţii de sud-est a munţilor Călimani. *St. tehn. econ.* I/4. Bucureşti.

Powers H. A. (1955) Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands. *Geochim. Cosmochim. Acta* 7, 1—2. London.

Preda D. (1940) Les basaltes du versant de ouest de Monts Perşani (*D.S. I.G.R.* XXIV. Bucureşti.

Prinz M. (1967) Geochemistry of basaltic rocks: trace elements. In Basalts: the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition. J. Wiley et Sons. New York.

Rankama K., Sahama Th. G. (1952) Geochemistry. Univ. Chicago Press.

Rădulescu D., Borcoş M. (1967) Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien. *Acta Geol. Ac. Sci Hung.* 11, 1—3. Budapest.

— (1969) Über die Anwesenheit einer Tiefenbruchzone entlang dem 25°30' östlichen Meridian, zwischen 42° und 47° nördlicher Breite, Rumänien. *In. Geol. Rundschau* 59/1. Stuttgart.

Richter D. H., Moore J. G. (1966) Petrology of the Kilauea Iki Lava Lake Hawaii. *Geol. Surv. Prof. Pap* 537-B. Washington.

— Murata K. J. (1966) Petrography of the Lavas of the 1959—1960. Eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Surv. Prof. Pap* 537—D. Washington.

Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Masson et Co Ed. Paris.

Savul M., Nichita O. (1943—1944) Consideraţiuni asupra caracterelor petrografice şi chimice ale bazaltului de la Lucareţ (Banat). *Rev. Muz. Min. Geol. Cluj.* VII/1. Cluj.

— Ababi V., Nichita O. (1956) Zincul, plumbul şi cuprul ca elemente minore în rocile vulcanice din munţii Călimani. *Ac. R.P.R. St. cerc. şt. chimie* VII/2. Iaşi.

Sheppard R. A. (1962) Iddingsitisation and recurrent crystallization of olivine in basalts from the Simcoe Mountains. Washington, *Am. J. Sci.* 260, 1. New Hawen, Connecticut.

Szádeczky I. (1930) Munţii vulcanici Harghita-Călimani. *D. S. I.G.R.* XVI (1927—1928). Bucureşti.

Streckeisen A. L. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner Abh.* 107, 2 u. 3 Sept. u. Okt. Stuttgart.

Taylor S. R., White A.J.R. (1966) Trace Element Abundances in Andesites. *Bull. Volc.* XXIX. 177—194. Napoli.

— (1969) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proc. Andesite Conference. Oregon Dept. *Geol. Min. Res. Bull.* 65. Portland, Oregon.

Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică şi metamorfică (trad. din l. engl.). Ed. Tehnică. Bucureşti.

Udrescu Constanţa, David B. (1968) Utilizarea lăţimii liniei spectrale la determinarea litiului în roci fine în unele situaţii. *Metrologia aplicată*, 2. Bucureşti.

Wager L. R., Mitchell R. L. (1951) The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1. London.

— (1953) Trace elements in a suite of Hawaiian Lavas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4, London.

— (1960) The relationship between the fractionation stage of basalt magma and the temperature of the beginning of its crystallization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 20. London.

Wedepohl K. H. (1969) Composition and abundance of common igneous rocks, *In Handbook of Geochimistry* I. Berlin, Heidelberg, New York.

Institutul Geologic al României

Wilkinson J. F. G. (1968) The petrography of basaltic rocks. In Basalts : the Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition. J. Wiley et Sons. New York.

Yamasaki M., Brousse R. (1963) La diversité des basaltes. *Bull. Soc. Géol. France.* 5. Paris.

Yoder H. S. Jr., Tilley C. E. (1962) Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrology*, 3. 3. London.

Young R. S. (1957) The geochemistry of cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 13, 1. London.

* * * Periodisches System der Elemente-Zusammengestellt von Zentralen Geologischen Institut, Berlin, Bearbeiter M. Kraft u. R. Schindler, 1961.

Institutul Geologic al României

PETROLOGY OF PLIOCENE AND QUATERNARY BASALTIC ROCKS FROM ROMANIA

(Summary)

Geological characterization. By the end of the Neozoic eruptive activity a volcanism of restricted development as compared to the andesitic and dacitic ones occured over the territory of Romania; however, the composition of its volcanic products is varied (basanites, nepheline basalts, olivine basalts, basaltic andesites) as likewise its manifestation forms (effusive, intrusive, explosive).

The regions comprising basaltic rocks are as follows: the Northwestern Banat, the northern part of the Poiana Ruscă Mts, the Metalliferous Mountains, the Călimani Mts, the Perşani Mts (Fig. 1). In Banat the basalts were recognized in the Lucareț-Șanovița region and on the Sumeg Hill south of the Gătaia locality. The volcanic activity showed a mixed character, preponderently effusive, its products being eliberated by the Piatra Roșie volcano. The eruptions have unfolded during the Pleistocene and had been started by the Lipova-Sumeg fracture which played an essential part in the formation of the Pannonian Depression (M a t e e s c u, 1936).

In the northern part of the Poiana Ruscă Mts, crystalline formations and their sedimentary covering (Cretaceous and Tortonian) have been crossed in the Pleistocene by numerous small-sized bodies of the sill, dyke and column type. On the basis of their petrographical and chemical features these rocks are assigned by K r ă u t n e r (1969) to nepheline basanites, nephelinitic basanites, nepheline basalts.

Over the Metalliferous Mountains territory basaltic andesites occur in the Detunata area and in the Mureş Valley (Măgura Bretii, Herepeia, Tisa). In all these sectors the basaltic andesites constitute intrusions and represent the last manifestations of the alpine subsequent magmatic phase over the Romanian territory.

In the Călimani Mts the basaltic andesites occupy more important areas in comparison with other regions. The andesite-basaltic volcanic activity displayed effusive, intrusive and explosive forms. The eruptions took place during two phases: in the course of the Pliocene and of the Pleistocene marking the extinction of the volcanic activity. So far some small-sized apparata of central type were identified (Table 1), as well as intrusions of the dyke and sill type, especially in the southern part of the massif. Some volcanic apparata are exclusively built up of basaltic andesites; in other situations these rocks represent the last eruptions constituting either the upper lava flows or only the necks. This position of basaltic andesites obviously argues for their location as the last product in the sequence of eruptions.

The most important basalt eruptions occurred in the terminal part of the eruptive chain from the inner part of the East Carpathians, over the western area of the Perşani Mts

Institutul Geologic al României

(Racoşul de Jos, Bogata, Mateiaş); the eruption took place in the Quaternary, lavas and pyroclastics having been eliberated.

A peculiar feature of the basaltic volcanism is its development noticeable only within two of the three Neozoic volcanic units over the territory of Romania, and namely in the Metalliferous Mountains and the Călimani-Hargita Mts; in the Oaş-Gutăi Mts the most basic products are the pyroxene andesites occasionally under the basalt-like facies. One may also observe that the basaltic volcanism and the andesite-basaltic one have each displayed different manifestation forms likewise in various regions. This is resulting from the evolution of the alpine subsequent magmatic phase due to a special structural control. The ascension of magmas was favoured by crustal fractures, started in the Pleistocene outside or along the periphery of zones of minimum resistance, active during the Neogene within the Carpathian Orogene Zone.

Classification and nomenclature problems. The study carried out by the authors points out a wide-ranged variety of the mineralogical and chemical composition of basaltic rocks, fact requiring very sever criteria for their classification and nomenclature. When adopting these criteria one must take into account the delimitation between basalts and andesites, particularly the basaltic andesites, as well as the separation of different types of basalts. The modal composition is the base of the modern nomenclature for magmatic rocks, but in the case of volcanic rocks, which present a fine-grained or glassy groundmass, inaccessible for microscopical observations; when establishing the nomenclature, the normative composition is to be considered. Starting from petrographical and chemical peculiar features of rocks under discussion, we took into account for their classification the following criteria: type of magma, colour index M (Streckeisen, 1967); An content calculated according to normative plagioclase (Jung, Brousse, 1959); value of normative plagioclase; presence or lack of quartz and normative hypersthene; data on the modal composition as regards the participation of feldspars, feldspathoids, pyroxenes and olivine. On the basis of these criteria we will adopt the following classification and nomenclature.

I. *Tholeiitic basalts.* 1. Basaltic andesite M 20—30; An > 50; gabbro-diorite magma; in norm: quartz, plagioclase (about An 50), hypersthene.

II. *Alkalic basalts.* 1. Olivine basalt with virtual nepheline. M 40—60; An 50 gabbroic magma; in norm: plagioclase exceeding 40, olivine, diopside, nepheline.

2. Basanite and nepheline basalt. M 40—60; An > 50; melatheralitic magma and essexite-gabbroic magma; in norm: plagioclase (under An 40), nepheline, olivine, diopside.

Petrographic characterization. The basaltic rocks which have been studied by us are represented by basanites, nepheline basalts, olivine, basalts, basaltic andesites. Amongst these the most widespread are the basaltic andesites; less widespread are the olivine basalts, basanites and nepheline basalts. The list of constituent minerals, as well as their modal composition are presented in Tables 2 and 3.

Alkalic basalts display a porphyritic texture, and that of their groundmass is intersertal to microdoleritic. For andesites the porphyritic structure is considered as characteristic, and the texture of the groundmass is pilotaxitic, subophitic, microdoleritic. The variation diagrams showing the crystallization of plagioclase, pyroxenes and olivine as compared to the groundmass (Fig. 3) illustrate the difference between the three main types of basaltic rocks.

Institutul Geologic al României

Chemical composition. In order to study the chemical composition of basaltic rocks a number of 26 chemical analyses (Table 4) and 52 spectral analyses (Table 14) are at our disposal. These data are representative for the whole territory of Romania since they pertain to all the petrographic types, and proceed from all the areas where the basalt rocks are found. For all the chemical analyses the Niggli (Table 5), Rittmann (Table 6) values, the CIPW norm and Q, A, P, F, M, $\frac{An}{An + Ab}$ (Table 7), SI (Kuno), the albite and iron ratio (Wager), τ (Gottini), Table 8, have been calculated.

The examination of the chemical composition pointed out similitudes and differences between basaltic rocks. Thus the peculiar alkaline chemical composition of basanites and nepheline basalts from the Poiana Ruscă Mts is noticed; olivine basalts from Banat and the Perşani Mts present a similar chemical composition and likewise an alkaline character. One may observe approaching characters between the basaltic andesites from the Metalliferous Mountains and those from the Călimani Mts.

The alkalic basalts from the Poiana Ruscă Mts present lower contents in SiO_2, Al_2O_3, FeO, K_2O, TiO_2 and higher ones in Fe_2O_3 and MgO. On the basis of Niggli values the alkalic basalts pertain to the melatheralitic magma and the essexite gabbroic magma. The values of qz comprised between −39,8 and −81,8 are illustrative for the non-saturation degree of these rocks.

Olivine basalts pertain to normal gabbroic magma. In the norm one remarks the lack of quartz, the presence of nepheline (6,11−8,80%) the essential participation of olivine (13,08 −18.84%) and of diopside (13,88−14,66%).

The basaltic andesites from the Metalliferous Mountains pertain to the orbitic magma, whereas those from the Călimani Mts seem to be more differentiated and referable to following magmas: orbitic normal gabbrodioritic, mela-gabbrodioritic. In the norm the presence of quartz and of hypersthene, occasionally of diopside is noticed. Herepea, Bretea Mureşană (Metalliferous Mountains) basaltic andesites, as well as most of those from the Călimani Mts present a chemical composition more closely related to that of high-alumina basalts ($Al_2O_3 > 16,5\%$). The classification of the investigated rocks in accordance with their value (Table 8) proves that the alkalic basalts are entirely referable to basalts. Likewise some basaltic andesites from the Metalliferous Mountains and the Călimani Mts (Detunata, Poiana Negrii, Hurdugaş, Piatra Piştii, Ploptiş) are attributed to basalts.

According to the propositions of classification elaborated by Streckeisen, and taking into account the position in double-triangle QAPF (Fig. 4) it may be inferred that the alkalic basalts pertain to phonolitic tephrites and the tholeiitic basalts to the latite-basalts, subordinately to other types (Table 12). The variety of the rocks studied, the similarities and differences between the two above mentioned groups of basalts is shown on Rittmann diagram (Table 12).

Most of basalts are poor in alkali, non-saturated and pertain to semiphemic magmas. One may observe a tendency to phemic magmas at alkalic basalts, and to isophale magmas at basaltic andesites (Fig. 7 and 8). On the QLM diagram the tholeiitic basalts are projected in the Lassen Peak field, and most of alkalic basalts are projected in the Tristan da Cuhna field (Fig. 9). On QLM diagram the general field of magmas (Fig. 10) illustrates the wide-ranged differentiation interval within which the basaltic rocks are situated, and likewise the pronounced Atlantic character of the Poiana Ruscă basalts and the calcalkalic one of the basaltic andesites.

Institutul Geologic al României

When examining the position of basaltic rocks in the W a g e r diagram it results that they pertain to various magma crystallization stages, starting with temperatures slightly exceeding 1200° (Fig. 11).

În this paper the research related to the trace elements distribution in all types of the Pliocene and Quaternary basaltic rocks from Romania is for the first time tackled. Following elements were determined : Li, Ba, Sr, Pb, Zn, Cu, Ga, V, Cr, Co, Ni (Table 14).

As regards the contents of trace elements in the rocks submitted to analysis we may remark :

Li presents contents ranging from 4 to 44 ppm; alkalic basalts show lower values than the average in basic rocks, 17 ppm (K r a f t, S c h i n d l e r, 1961), whereas the tholeiites either equal or slightly higher values. Olivine basalts display a relative homegeneity as to their values, however regional differences are noticeable. The basaltic andesites from the Metalliferous Mountains have contents ranging from 305 to 630 ppm, while those from the Călimani Mts — from 263 to 580 ppm. The variation of the Ba/K ratio (Table 16) shows restricted limits (3,2—5,3) ppm for basalts, 2,5—4,9 ppm for basaltic andesites).

The behaviour of Sr is similar with that of Ba. Averages are higher than the average in basic rocks with exception of Călimani basaltic andesites (Table 15). The average contents of Ba and Sr differ for basalts and basaltic andesites as a function of the geological unit they are pertaining to.

The Pb value rises from basanites to basaltic andesites exceeding (with some exceptions) the average for basic rocks. For Cu both limits and average contents vary depending upon the geological unit, as well as the eruption moment. The average values are lower than the average value in basic rocks (87 ppm), excepting the Călimani basaltic andesites (average 100 ppm). For the south of the Călimani Mts Cu is a good indicator in the correlationships of different lava flows. The contents in Zn vary in restricted limits, thus resulting close average values; the latter are lower than the average values for basic rocks (105 ppm). The behaviour of Zn is linked to the participation of Fe and Mg, Zn presenting with both of them crystallochemical and geochemical affinities. Therefore, the variation of the contents in Zn is directly correlated with the participation of pyroxene and olivine in the composition of the rocks analysed. Ga presents average values approaching the average value in basic rocks. Its concentration for the different petrographical types and geological units, as well as the Ga 10^3/Al ratio vary in restricted limits.

As regards V, no significant variations in accordance with petrographical types or geological units, are observed. The highest contents (over 200 ppm) occur in some Călimani basaltic andesites. The average values are situated under the average value in basic rocks (250 ppm). The examination of relationships between V, Fe, Mg by means of V 10^3/Mg and V $10^3/Fe_{Total}$ ratios (Table 16) points out differences between alkalic basalts and tholeiites. În general, Cr presents a wide-spread dispersion of values, especially for Călimani basaltic andesites. The same situation results when we examine the Cr 10^3/Mg, Cr 10^3/Fe, Cr $10^3/Fe^{3+}$ ratios. For all petrographic types the Cr average is higher that the one in basic rocks (170 ppm). Co shows a more uniform distribution also illustrated by the variation of the Co $10^3/Fe^{2+}$ratio. In the case of basanites the average contents are close to the average value of basic rocks. The Ni distribution is much more varied, particularly in the Călimani basaltic andesites; basanites and nepheline basalts present the highest values, the latter exceeding the value of the rocks. The values of the Ni/Co ratio are homogeneous for the alkalic basalts and dispersed for tholeiites (Table 71). The examination of the Ni and Co contents in basanites and basalts in comparison with data presented by T a y l o r (1969) yields some orientative indications supporting the fact that the rocks which were analysed proceeded from the upper mantle.

Institutul Geologic al României

The examination of the V, Cr, Co, Ni distribution — trace elements with a geochemical behaviour characteristic of differentiation processes of basaltic magmas — reveals: alkalic basalts record higher values than the tholeiitic ones; Co and Ni are preferentially accumulating in the alkalic basalts from the Poiana Ruscă Mts and in the basaltic andesites from the south-western part of the Călimani Mts. One may observe particularly for basaltic andesites the variation of contents due to their appurtenance to various magmatic chambers, although their emplacement occurred in the same time interval.

The Cr, Co, Ni, V variation diagrams versus the Nockolds differentiation index present in basalt a general decrease tendency for the Nockolds index, whereas for basanites and basaltic andesites they have an irregular aspect.

The variation diagrams of average contents (Fig. 15) are as follows: Ba, Sr, Co mark a decrease while those of Pb and V mark an increase from basanites to basaltic andesites; as to Zn and Ga the contents are constant for all types. The analysis of the variation of trace element contents has revealed that the alkalic basalts are richer in Ba, Sr, Pb, Cr, Ni and poorer in Li, Cu, Zn as compared with the average content of basic rocks, whereas tholeiites are richer in Ba, Cu, Pb, Cr and poorer in Zn, Co, V (with some exceptions, Table 14). When comparing the arithmetical means of Ba, Sr, Cu, V, Cr, Co and Ni (Prinz, 1967) with data at our disposal related to basalts of Romania, we may observe the following phenomenon: close contents in Ba and Sr of alkalic basalts from Banat, Poiana Ruscă Mts and Perşani Mts and basalts from some volcanic regions of the Pacific Ocean. The Sr values of the Călimani basaltic andesites are close to those of some young basaltic rocks from Japan, Scotland, Ireland. Similarities between Călimani basaltic andesites and those from Ireland are observed for V; the contents in Co of Banat basalts are close to those from Ireland, Scotland, Lassen Peak. No similarities are to be noticed between the contents in Ba, Cu, V, Cr, Co, Ni for basalts and basaltic andesites from Romania and those from Kamciatka-Kurile Zone (Markinin and Sapoşnicova, 1962, 1963) (Table 19).

Problem on parental magma. Reliable data we dispose of lead us to accept—in agreement with the most authorized opinions—the proceeding of basanites and basalts from the alkali olivine basalt magma, and of basaltic andesites from the tholeiitic magma. We strat from the premise of applicability of data, resulting from petrogenetical and magmatological research carried out in oceanic basalts, to continental conditions, since we admit that the upper mantle represents the source of all basaltic rocks.

The Quaternary basaltic volcanism from Banat, Poiana Ruscă Mts and Perşani Mts has been generated by alkali olivine basalt magma. The ascension of the latter, non-differentiated and non-contaminated towards the surface, was favoured by crustal fractures evidenced in these regions by means of geophysical research (Gavăt et al., 1963). Referring to the andesite-basaltic volcanism of the Metalliferous Mountains and Călimani Mts, the definition of parental magma is more difficult owing to the position of these rocks as a final product in the calc-alkali-rhyolite-dacite-andesite series. Hence, the problem displays two aspects considered as possible: a) basaltic andesites represent a non-differentiated parental magma; b) basaltic andesites constitute the final product of a fractional differentiation, by accumulation of crystals, of the parental basaltic magma. However, in our opinion, the andesite-basaltic volcanism is in both situations a „trans-crustal process" (according to Gorşkov, 1969).

Institutul Geologic al României

Anexa tabelelor

Localizarea probelor analizate chimic

Banat

1. Ghizela
2. Zăbran, cariera centrală
3. Lucareț, cariera estică
   Poiana Ruscă
4. Ferigi
5. Rădulești
6. Rădulești, cariera Pietroasa
7. Cerbăl
8. Valea Teteușului
   Metaliferi
9. Herepea
10. Cariera Brănișca
11. Detunata
12. Detunata
    Călimani
13. Dealul Buzelanul
14. Pîrîul Negrișoara
15. Dealul Ploptiș
16. Valea Ilva
17. Valea Neagră
18. Bîtca Rățăcel
19. Piatra Piștii
20. Deluț
21. Dealul Hurdugaș
22. Vîrful Pietrosul
23. Pîrîul Călimănel
24. Mereșălul
    Perșani
25. Mateiaș, cariera Coasta
26. Racoș, cariera centrală

Institutul Geologic al României

PETROLOGIA MAGMATITELOR ZONEI SUBVULCANICE NEOGENE DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

SERGIU PELTZ[1], CECILIA VASILIU[1], CONSTANȚA UDRESCU[1]

Résumé

Pétrologie des magmatites de la zone subvolcanique néogène des Carpates Orientales. Dans cette étude les auteurs présentent une vue d'ensemble des caractères pétrographiques et chimiques des magmatites de la zone subvolcanique de Toroiaga-Țibleș-Bîrgău. En considérant comme principal point de départ la position géographique des corps éruptifs, ceux-ci ont été groupés comme il suit: a) Toroiaga, b) Țibleș-Hudin, c) Rodna-Bîrgău N, d) Bîrgău S. Les corps éruptifs sont fixés dans des schistes cristallins ou dans des dépôts sédimentaires paléogènes. Ils sont très variés comme dimensions et forme de gisement (laccolite, coupole, sill, dôme, dyke). Il y a des régions où l'on rencontre des massifs à structure complexe, constitués de corps dont la forme de gisement est différente (Heniu, Țibleș, Hudin). Dans l'ensemble, les corps éruptifs jalonnent trois principaux alignements tectono-magmatiques. Ils se trouvent dans la zone de minimum de résistance, en direction NW—SE, responsable de l'amorçage de l'activité éruptive néogène et quaternaire déroulée à l'intérieur des Carpates Orientales. À la constitution des corps éruptifs participent des rhyolites, des rhyodacites, des dacites et surtout différents types de roches andésitiques et dioritiques dont les plus répandues sont les andésites à hornblende, les andésites à hornblende et pyroxènes, les andésites à hornblende et biotite. Les caractères généraux de tous les types pétrographiques sont corrélables dans toute la zone subvolcanique. Les études effectuées attestent le comagmatisme des produits ainsi que la manière identique de différenciation du magma parental dans l'ensemble de la zone subvolcanique. Le sens de la différenciation du magma — de ceux acides vers ceux basiques — est particulièrement évident dans le groupe de Țibleș-Hudin. Dans les conditions géotectoniques de la région étudiée on peut admettre que les magmas se sont accumulés dans plusieurs chambres magmatiques et à différentes profondeurs dans l'écorce. La série calcoalcaline rhyolite-dacite-andésite est le résultat de la différenciation du magma andésitique dans le bassin parental situé dans le manteau supérieur, ou à la longue, dans les chambres magmatiques. Les magmas présentent

[1] Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

Institutul Geologic al României

des caractères calcoalcalins, sont saturés, isofaliques et pauvres en acides. Ces magmas et ceux des autres unités volcaniques néogènes de la Roumanie et des Carpates sont consanguins. En même temps les magmas de la zone subvolcanique présentent certaines particularités qui leur confèrent une position intermédiaire entre les magmas des unités volcaniques des Monts Métallifères et d'Oaș-Gutîi, d'une part, et des Monts Călimani-Harghita, d'autre part. Conformément aux résultats des recherches pétrographiques et pétrochimiques, l'étude de la distribution des éléments traces : Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Cr, V, Sr, Ba, elle aussi, révèle les affinités et les différences géochimiques entre les magmatites subvolcaniques. La teneur différente en éléments traces dosés révèle également des distinctions entre les roches acides et les roches intermédiaires, ainsi que entre les andésites et les diorites. L'examen comparatif du comportement des éléments traces des andésites à pyroxènes, des andésites à hornblende et des dacites témoigne des différences entre la zone subvolcanique et celle des Monts Călimani.

L'étude effectuée nous porte à conclure que la zone subvolcanique et les autres zones éruptives néogènes de la Roumanie bien que consanguines se distinguent toutefois par la manière différente de manifestation du volcanisme et par certaines particularités d'ordre pétrochimique et géochimique.

1. Introducere

Obiectul lucrării îl constituie studiul caracterelor petrografice și chimice ale magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpații Orientali, o atenție deosebită acordîndu-se eruptivului din munții Bîrgău și Țibleș, unde prezintă cea mai largă dezvoltare.

Studiul întocmit se înscrie pe linia preocupărilor din ultimii ani de a se obține date care să contribuie la o cunoaștere mai completă a petrologiei magmatitelor neozoice din România. În cazul particular al Carpaților Orientali, lucrarea este menită a contribui la corelarea formațiunilor eruptive din această unitate geologică a țării.

Ca urmare a cercetărilor laborioase întreprinse pînă în prezent în unitatea eruptivă Toroiaga-Țibleș-Bîrgău s-a ajuns la o cunoaștere satisfăcătoare a caracterelor petrografice și petrochimice ale rocilor, a structurii corpurilor eruptive și a modului de punere în loc a acestora. Cercetările sînt însă limitate la unele masive sau sectoare; ele privesc îndeosebi probleme de ordin geologic și petrografic-mineralogic. Studiul caracterelor chimice ale rocilor este limitat în toate cazurile la elementele majore (cercetările geochimice privesc în exclusivitate mineralizația).

În vederea prezentării într-o imagine de ansamblu a caracterelor petrografice și chimice ale rocilor eruptive din această regiune, rezultatele cercetărilor anterioare au fost completate și adîncite prin cercetări de teren și de laborator, urmărindu-se ca pentru fiecare corp eruptiv și tip petrografic principal să existe pe lîngă datele petrografice, și cele chimice privind atît elementele majore cît și cele minore.

Institutul Geologic al României

În prima parte a lucrării sînt prezentate caracterele geologice generale ale grupurilor de corpuri eruptive ce compun zona subvulcanică. De asemenea, sînt descrise toate tipurile de roci eruptive întîlnite pînă în prezent în regiune. Se fac considerații privind modul de zăcămînt al corpurilor, succesiunea și vîrsta erupțiilor, precum și unele considerații comparative privind petrografia rocilor din zona subvulcanică și munții Călimani.

A doua parte a lucrării cuprinde studiul petrochimic al corpurilor subvulcanice, pe baza căruia sînt prezentate particularitățile distribuției elementelor majore și minore, caracterele petrochimice ale magmelor; se fac considerații comparative cu lanțul eruptiv și cu alte unități vulcanice neozoice. De asemenea, se pun în discuție unele probleme petrogenetice majore care privesc și evoluția magmelor.

Zona subvulcanică Toroiaga-Țibleș-Bîrgău a început să fie cercetată încă din secolul trecut.

Studiile întreprinse în a doua jumătate a secolului trecut și în primele decenii ale secolului nostru reprezintă primele contribuții la cunoașterea rocilor eruptive și a poziției corpurilor subvulcanice în ambianța geologică a teritoriului. Astfel, se cuvin a fi menționate cercetările efectuate, de Strippelmann (1855), Cotta (1855), Volkner (1872) Primics (1886), Ferenczi (1916), Rozlozsnik (1907), Szentpetery (1923), Kräutner (1923, 1938).

Cercetări mai detaliate care privesc și mineralizația au fost efectuate mai tîrziu de Földvari și Pantó (1942), Pantó (1942, 1946), Stoicovici (1948—1950).

O contribuție deosebită la cunoașterea caracterelor petrografice și petrochimice ale corpurilor eruptive, în general, a geologiei zonei subvulcanice, au adus-o studiile efectuate de Pavelescu (1953), Atanasiu et al. (1953), Maier (1962), Szöke (1962), Mînzăraru (1965).

În ultimii ani au fost executate prospecțiuni geologice de detaliu în munții Țibleș de către Scarlat și Scarlat [2], în sudul munților Rodna (regiunea Parva-Cormaia) de către Focșa et al. [3], iar în sudul

[2] L. Scarlat, Ileana Scarlat, Raport geologic asupra prospecțiunilor în Munții Țibleș. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

L. Scarlat, Ileana Scarlat. Raport asupra prospecțiunilor geologice în Munții Țibleș. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

[3] Felicia Focșa, Domnița Ignat, I. Focșa. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru mică și caolin în Munții Rodnei 1965. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

munților Bîrgău de T e o d o r u et al. [4]. Lucrările au adus noi contribuții la cunoașterea alcătuirii corpurilor eruptive, a proceselor de metamorfism de contact și hidrotermal, a geologiei economice a teritoriului.

În cadrul unor considerații de ordin general care privesc eruptivul neozoic din România, R ă d u l e s c u (1961), R ă d u l e s c u, B o r c o ș (1967), cuprind și zona subvulcanică. Lucrările menționate cuprind considerații care privesc în ansamblu caracterele petrochimice ale eruptivului din zona subvulcanică, corelîndu-le cu celelalte unități vulcanice de la interiorul Carpaților românești.

2. Caracterizare geologică generală a zonei subvulcanice din Carpații Orientali

Pe teritoriul României, la interiorul Carpaților Orientali, magmatismul subsecvent tardiv s-a manifestat prin forme predominant vulcanice precum și prin forme exclusiv subvulcanice.

Teritoriul în care se situează corpurile subvulcanice aparține regiunii muntoase din nordul Carpaților Orientali, Țibleș-Hudin, Toroiaga, Rodna, Bîrgău. El se plasează între cele două zone în care s-a manifestat activitatea vulcanică extrusivă Oaș-Gutîi la vest și Călimani-Gurghiu-Harghita la sud.

Luîndu-se drept criteriu principal poziția geografică a corpurilor subvulcanice, acestea pot fi grupate astfel : a) Toroiaga ; b) Țibleș-Hudin ; c) Rodna-Bîrgău nord ; d) Bîrgău sud.

În ansamblu, toate aceste grupuri dispersate pe un teritoriu de aproximativ 1000 kmp se înscriu în aliniamentele zonei de minimă rezistență cu direcție generală NW—SE care a permis ascensiunea magmelor în stadiul final al evoluției geosinclinalului carpatic.

a) Grupul Toroiaga cuprinde masivul subvulcanic Toroiaga-Țiganul, numeroase intruziuni periferice apofizale asociate (dyke-uri și silluri), precum și alte intruziuni situate în sudul masivului (pl. I). Corpurile grupului reprezintă cele mai nordice apariții de magmatite neogene în această parte a Carpaților românești. Corpurile sînt localizate. în șisturi cristaline epimetamorfice sau în depozite sedimentare paleogene

În cadrul corpurilor eruptive, cea mai mare răspîndire o au andezitele cu hornblendă și biotit ; urmează în ordine dioritele și dacitele.

[4] I. T e o d o r u, C a m e l i a T e o d o r u, A n c a P o p e s c u-T i s m a n a Raport privind lucrările de prospecțiune în Munții Bîrgău de SE 1967. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Principalele corpuri eruptive din zona subvulcanică

Nr. crt.	Localizare	Denumire	Compoziție petrografică
1	Toroiaga	Toroiaga	Andezit cu hornblendă, diorit cuarțifer
2	Țibleș	Hudin	Riodacit
3		Țibleș	Andezit cuarțifer: andezite cu: hornblendă, hornblendă și piroxeni, piroxeni; diorit cuarțifer, diorit cu piroxeni
4	Rodna	Parva	Riolit, riodacit
5		Măgura Porcului	Andezit cu hornblendă
6		Cormaia	Andezit cu hornblendă și biotit
7		Valea Vinului	Idem
8	Bîrgău-nord	Pleși-Bucnitori	Dacit
9		Măgura Rodnei	Andezit, microdiorit, microdiorit porfiric cu hornblendă și piroxeni
10		Dealul Cornii	Andezit, microdiorit cu hornblendă
11		Dealul Măgușii	Andezit, microdiorit, microdiorit porfiric cu hornblendă și piroxeni
12		Măgura Sturzilor	Dacit
13		Măgura Mică	Microdiorit, microdiorit porfiric cu hornblendă și piroxeni
14		Chicera Mică	Idem
15	Bîrgău-sud	Colundul	Microdiorit cu piroxeni
16		Măgura Neagră	Andezit cu hornblendă
17		Heniul	Andezit, microdiorit, microdiorit porfiric, diorit cu hornblendă și piroxeni
18		Miroslava	Andezit, diorit cu hornblendă și piroxeni
19		Căsariul	Andezit cu hornblendă și piroxeni
20		Măgurița	Idem
21		Dealul Arilor	Idem

În acord cu Szöke (1962) masivul Toroiaga s-a consolidat la o adîncime de cca 1000 m sub un acoperiș constituit din șisturi cristaline și cu totul subordonat din roci sedimentare paleogene. Eroziunea diferențiată a dezvelit roci dioritice (diorite cuarțifere), dar mai ales roci andezitice (andezite cu hornblendă și biotit) cu structura variată (macrogranulară, microgranulară, criptocristalină, hipocristalină).

Dacitele apar în interiorul masivului la nord de piciorul Gradului, în versantul stîng al pîrîului Secului, precum și în pîrîul Cisla.

În anumite sectoare rocile eruptive sînt hidrotermalizate (propilitizate, sericitizate, carbonatate, argilizate, silicifiate) și găzduiesc mineralizații filoniene de sulfuri polimetalice.

Rocile din apropierea corpului subvulcanic au suferit fenomene de metamorfism termic de contact și pneumatolitic-hidrotermal.

Institutul Geologic al României

b) *Grupul Ţibleş-Hudin* cuprinde masivele Ţibleş şi Hudin precum şi mici corpuri asociate. Acestea se grupează în zona muntoasă impozantă care delimitează în sectorul maramureşan central, bazinul Maramureşului de depresiunea Transilvaniei.

Eruptivul subvulcanic s-a dezvoltat pe un fundament alcătuit din depozite ale Cretacicului superior şi ale Paleogenului.

Rezultatele cercetărilor efectuate de P a v e l e s c u (1953) şi M a i e r (1962), reluate foarte recent de S c a r l a t şi S c a r l a t (1966—1969) atestă că erupţiile neogene manifestate în această regiune au condus la punerea în loc a unor importante corpuri subvulcanice lacolitice. De asemenea, a fost recunoscută prezenţa fragmentelor unor curgeri de lave şi a unor depozite piroclastice.

Consolidarea subcrustală a avut loc la o adîncime importantă; aceasta este indicată de grosimea mare a depozitelor sedimentare din acoperişul intruziunilor şi de efectele metamorfismului termo-caustic.

Partea vestică a regiunii este dominată de masivul Hudin alcătuit din riodacite cărora li se asociază spre sud-est cîteva corpuri mai mici (microlacolit, cupolă, dyke), constituite din diorite cuarţifere şi diorite piroxenice, andezite cu hornblendă, andezite cu piroxeni şi hornblendă.

Fenomenele de contact termic se dezvoltă pe rama sudică a corpului de riodacite precum şi în jurul corpurilor dioritice. După M a i e r (1962) se disting două zone : a) externă, alcătuită din şisturi pătate şi corneene cu diopsid ; b) internă cu cordierit pinnitizat, format în urma digerării de către magmă a unor anclave argiloase.

În cadrul andezitelor cu hornblendă au fost identificate transformări hidrotermale reprezentate prin argilizări şi cloritizări.

În partea estică a regiunii se află masivul Ţibleş şi apofizele sale. Diferitele veniri magmatice consolidate în cea mai mare parte subcrustal au condus la edificarea unui masiv eruptiv impozant cu structura complexă. La nivelul eroziunii timpului, masivul apare constituit din cupole şi coloane despărţite de către depozitele sedimentare cornificate parţial.

În acord cu P a v e l e s c u (1953) subvulcanul străbate şisturi cristaline şi depozite sedimentare paleogene pe direcţia W—E apoi SE.

Datorită eroziunii inegale apar la zi roci consolidate la diferite adîncimi. Cea mai largă extindere prezintă andezitul cu piroxeni şi hornblendă de Ţibleş-Branu. Acesta formează corpul principal al masivului şi reprezintă totodată magma nediferenţiată.

Activitatea magmatică desfăşurată în continuare a condus la apariţia spre NW a corpului de andezite cuarţifere (andezit de Grohot-

Institutul Geologic al României

Tomnatec) iar spre SE a corpului de diorite cu piroxeni și hornblendă (diorit de Arsuri). Ultima venire corespunde andezitului piroxenic de Arcer.

În timpul consolidării masivului s-a desfășurat o activitate extrusivă de amploare redusă în lungul unor fracturi cu direcția NE—SW. Se poate admite aceasta deoarece piroclastitele au suferit în aceeași măsură cu rocile sedimentare intensitatea metamorfismului de contact.

Piroclastitele sînt reprezentate prin aglomerate și tufuri care apar ca mici petice în jurul masivului. Scarlat și Scarlat (1966)[5] descriu aglomerate cu elemente de diorit de Arsuri în apropierea masivului, la Izvorul Negru, valea Mesteacănului, Culmea Branului și aglomerate cu elemente de andezit de Țibleș peste andezitul de Țibleș pe Piciorul Mesteacănului.

Erupțiunilor din primele faze li se asociază o activitate hidrotermală (silicifieri, sericitizări, turmalinizări) și metalogenetică (sulfuri complexe). Lavele ultimei faze sînt transformate datorită activității postvulcanice.

Produsele metamorfismului de contact reprezentate prin șisturi cuarțitice, corneene cuarțitice și micacee sînt prezente în jurul masivului dar mai abundente în partea sa sud-estică.

c) *Grupul Rodna-Bîrgău nord* cuprinde subvulcanii din extremitatea sudică a munților Rodna și din nordul munților Bîrgău între valea Ilva și valea Someșului Mare (pl. I).

În zona subvulcanică acest grup ocupă primul loc în ceea ce privește extinderea teritorială, varietatea formei de zăcămînt și a tipurilor petrografice (tab. 1). Corpurile subvulcanice străbat șisturi cristaline epimetamorfice și mezometamorfice (în munții Rodna) precum și depozite sedimentare paleogene (în munții Bîrgău). Tipurile de roci eruptive întîlnite în regiune sînt: riolite, riodacite, dacite, andezite cu hornblendă și biotit, andezite cu hornblendă, andezite cu piroxeni și hornblendă, andezite cu piroxeni, microdiorite cu hornblendă sau cu piroxeni și hornblendă (tab. 2). Rocile dioritice constituie zonele centrale ale unor corpuri de dimensiuni mai mari (dealul Cornii, dealul Măgușii, Măgura Rodnei, Măgura Mică, Chicera Mică).

Andezitele cu hornblendă prezintă cea mai largă răspîndire; urmează în ordine andezitele cu hornblendă și biotit, dacitele, andezitele cu piroxeni și hornblendă, microdioritele, riolitele, andezitele cu piroxeni.

[5] *Op.cit.*pct..2

Institutul Geologic al României

Rocile acide apar în exclusivitate în vestul regiunii (dealul Pastei, dealul Orgei, valea Cormaia, Sîngiorz-Băi, Poiana Ilvei). Corpurile marchează un aliniament orientat NW—SE care reprezintă continuarea spre sud-est a aliniamentului magmatic Țibleș-Arsuri.

Andezitele cu hornblendă ocupă o zonă largă în partea centrală și estică a regiunii. Ele alcătuiesc „eruptivul Cornii". Corpurile de andezit cu piroxeni și hornblendă flanchează la vest și est acest impozant masiv; este vorba de lacolitele și cupolele Măgura Porcului, Măgura Rodnei, Măgura Sturzilor, Măgura Mică, Chicera Mică, dealul Măgușii. În ansamblu, toate aceste intruziuni marchează un al doilea aliniament cu direcție NW—SE.

Andezitele cu hornblendă și biotit constituie structuri probabil de asemenea lacolitice, precum și dyke-uri sau stîlpi. Principalele corpuri sînt cele din dealul Prislop, valea Tomnatecului, valea Vinului, valea Cormaia; toate acestea străbat șisturile cristaline.

Andezitele cu piroxeni formează în special dyke-uri. Ele reprezintă ultimele manifestări ale magmatismului neogen din teritoriu.

Metamorfismul hidrotermal s-a manifestat în cadrul primului aliniament tectono-magmatic afectînd riolitele, riodacitele și dacitele.

De asemenea, erupțiilor de andezite, cu hornblendă și biotit din valea Vinului li se asociază procese de metamorfism hidrotermal și metalogeneză.

d) Grupul Bîrgău-sud. Cuprindem în acest grup toate corpurile subvulcanice care apar în sudul munților Bîrgău, între valea Ilva și valea Bistrița (pl. I). Prin eruptivul din această regiune se face legătura dintre zona subvulcanică și lanțul vulcanic Călimani-Gurghiu-Harghita.

Ca și în celelalte regiuni descrise, activitatea magmatică s-a manifestat prin punerea în loc a numeroase și variate corpuri de tip lacolit, cupolă, stîlp, sill, dyke care străbat depozitele paleogene. Spre deosebire însă de toate celelalte regiuni, alcătuirea petrografică a subvulcanilor este mult mai simplă, fiind vorba despre: andezite cu hornblendă, andezite cu piroxeni și hornblendă, andezite cu piroxeni și rocile dioritice corespunzătoare.

Andezitele cu hornblendă și piroxeni prezintă cea mai importantă răspîndire; urmează în ordine andezitele cu piroxeni și hornblendă, rocile dioritice, andezitele cu piroxeni și andezitele cu hornblendă.

Masivul Heniu reprezintă cel mai important subvulcan din regiune. Este o intruziune complexă constituită dintr-un lacolit cu silluri asociate.

Institutul Geologic al României

De altfel și pentru alți subvulcani ai acestui grup este caracteristică aceeași structură complexă (Căsariul Măgurița).

În acord cu A t a n a s i u et al. (1956) o structură diferită prezintă masivul Măgura Neagră, acesta constituind un stock puțin înclinat spre sud.

Alte corpuri mai importante sînt: Miroslava, Căsăriul, Măgurița, Dealul Ariilor (tab. 1).

Toate aceste intruziuni marchează prelungirea spre SE a liniei eruptive Țibleș-Sîngiorz-Băi.

În sectorul Heniu-Miroslava T e o d o r u et al.[6] (1967) evidențiază efectele proceselor de metamorfism de contact termic și hidrotermal (propilitizare, sericitizare, silicifiere, carbonatare).

Se pare că în regiune procesele de metamorfism hidrotermal au fost de intensitate mai redusă decît în celelalte grupuri.

În partea de est a regiunii se află cîteva corpuri eruptive a căror apartenență la zona subvulcanică este problematică. În toate situațiile este vorba despre corpuri andezitice sau andezito-bazaltice care străbat depozitele paleogene. Ele au fost considerate de A t a n a s i u et al. (1956) „iviri eruptive de vîrstă mai nouă", fiind alcătuite din „andezite de tip Dorna".

Cercetările efectuate pînă în prezent nu au condus la găsirea unor criterii riguroase care să poată preciza apartenența fiecărui corp la eruptivul munților Bîrgău sau al munților Călimani.

Notăm că eruptivul din zona Poiana Negrii (Bîtca Priporului, vîrful Pietrii) este atribuit de S a v u l (1938), T e o d o r u et al.[7] (1965, 1966) eruptivului munților Călimani.

Principalele structuri sînt: Obcina Măguricii, Levișor, Fîntîna Borcutului, Bîtca Priporului, vîrful Pietrii, muntele Măgura. Din punct de vedere petrografic predomină andezitele cu hornblendă și piroxeni, andezitele bazaltice fiind subordonate (pl. I).

Stabilirea cu precizie a intervalului de timp în care s-a desfășurat activitatea magmatică în zona subvulcanică rămîne o problemă ce-și așteaptă rezolvarea.

Pentru marea majoritate a situațiilor, lipsa produselor extrusive, a relațiilor acestora cu depozitele sedimentare, face deosebit de dificilă

[6] *Op. cit.* pct. 4.

[7] *Op. cit.* pct. 4.

Institutul Geologic al României

precizarea vîrstei activităţii magmatice. Erupţiile pot fi considerate în mod cert mai noi decît depozitele sedimentare pe care le străbat şi care au fost atribuite Oligocenului superior-Miocenului inferior (Chattian-Burdigalian). O indicaţie singulară privind vîrsta activităţii eruptive din Ţibleş o constituie prezenţa blocurilor de marne bugloviene cu *Teinostoma*, identificate de P a v e l e s c u (1953) în breciile vulcanice.

Pentru munţii Bîrgău se admite posibilitatea ca activitatea eruptivă să se fi desfăşurat în Mediteraneanul inferior (A t a n a s i u et al., 1956) sau într-un interval de timp mai larg cuprins între Tortonian şi Dacian (M î n z ă r a r u, 1965).

În concepţia redactorilor foii Vişeu sc. 1 :200.000 a hărţii geologice şi a notei explicative (B l e a h u, P a t r u l i u s, B o m b i ţ ă, K r ă u t n e r) activitatea eruptivă din zona subvulcanică s-a desfăşurat după importanta fază vulcanică ce a eliberat andezitele piroxenice sarmaţiene de Seini. Se consideră că magmatitele grupului Toroiaga sînt de vîrstă sarmaţiană; în celelalte regiuni activitatea eruptivă s-a desfăşurat din Sarmaţian pînă în Pannonian.

Pe baza caracterelor petrochimice magmatitele zonei subvulcanice aparţin în marea lor majoritate celui de al II-lea ciclu — sarmaţian — din desfăşurarea magmatismului subsecvent tardiv pe teritoriul României (R ă d u l e s c u, B o r c o ş, 1968,).

Analiza detaliată a dispozi ţiei corpuri lor erup tive pe teritoriul zonei subvu lcanice eviden ţiază mai multe alinia mente cu direcţia generală NW—SE. Aceasta indică pentru unitatea eruptivă la care ne referim continuitatea zonei de minimă rezistenţă la interiorul arcului carpatic din Oaş pînă la Racoş. De la vest la est distingem următoarele aliniamente principale: 1) Hudin-Ţibleş-Sîngiorz Băi-Heniu-Tomnatecul; 2) Cormaia-Măgura-Rodnei-Măgura Ilvei-Măgura Neagră-Zîmbroaia; 3) Toroiaga-Rodna Veche-Dealul Cornii.

Unor erupţiuni manifestate în cadrul aliniamentelor de la pct. 1 şi 3 li se asociază o activitate metalogenetică.

Din examinarea poziţiei unor corpuri eruptive dintre cele mai importante în ambianţa tectonică a teritoriului se desprind cîteva observaţii interesante, privind legătura între magmatism şi tectogeneza precursoare acestuia. Astfel, grupul Ţibleş-Hudin urmăreşte la sud, pe o direcţie generală W—E pînza Botizei; masivul Toroiaga urmăreşte la vest pe o direcţie generală NW—SE încălecarea cristalinului peste depozitele paleogene. De asemenea, corpurile din sudul munţilor Rodnei se dispun în lungul accidentului tectonic major care delimitează cristalinul şi anume

Institutul Geologic al României

„falia Rodnei". În sudul munților Bîrgău punerea în loc a corpurilor din regiunea Mureșenii Bîrgăului-Colibița a fost favorizată de „falia Miroslava-Colibița".

3. Caracterele petrografice ale rocilor eruptive din zona subvulcanică

3.1. *Riolite.* Riolitele apar în sudul munților Rodna în sectorul Parva, unde formează corpuri de mici dimensiuni. În majoritatea situațiilor rocile sînt intens transformate: sericitizate, caolinizate, silicifiate și limonitizate. La rocile mai proaspete de culoare cenușiu-verzuie se observă cristale de cuarț, feldspat și mică (fig. 1) care imprimă structura porfirică. Masa fundamentală cu structura microgranulară este constituită din microlite de cuarț, feldspat, sericit și din sticlă. De cele mai multe ori caracterele structurale sînt mascate de transformările intense pe care le suferă aceste roci.

3.2. *Riodacite.* Aceste roci prezintă o largă răspîndire în masivul Hudin. De asemenea au fost identificate în asociație cu riolite în corpurile din sudul munților Rodna (F o c ș a, 1965) [8].

Sînt roci masive, uneori poroase de culoare cenușiu-verzuie cu nuanțe albicioase. Structura porfirică este imprimată de fenocristale de feldspat, cuarț, biotit opacitizat (fig. 1). Microstructura prezintă aspecte variate în funcție de condițiile în care s-a consolidat corpul eruptiv. Astfel, se disting varietăți de la structura holocristalină granulară la cea holocristalină porfirică.

Plagioclazul (An 43—58) apare ca fenocristale și microlite; prezintă macle simple sau complexe și zonări. În proporție aproape egală cu plagioclazul apare anortoclazul (fig. 1), de asemenea ca fenocristale și microlite. Prezintă macle tip Periclin și Manebach; $2v = 42° - 42°30'$ (M a i e r, 1962).

Cuarțul a fost întîlnit ca fenocristale dar mai ales ca microlite în masa fundamentală.

Singurul mineral melanocrat este biotitul uneori opacitizat sau cloritizat.

În legătură cu metamorfismul de contact ce s-a produs la limita cu depozitele sedimentare, în riodacit apar cristale de cordierit cu macla senară și frecvente pinnitizări. Prezența cordieritului a fost observată pentru prima dată de M a i e r (1962.)

[8] *Op. cit.* pct. 3.

Institutul Geologic al României

3.3. *Dacite.* Dacitele apar în nordul munţilor Bîrgău unde prezintă cea mai mare extindere în sectorul Sîngiorz-Băi-Poiana Ilvei, apoi în sudul munţilor Rodna în bazinul văii Cormaia.

Dacitele de la Sîngiorz-Băi şi de pe valea Măgurii (afluent al văii Cormaia) sînt caolinizate şi sericitizate. Raportul dintre mineralele

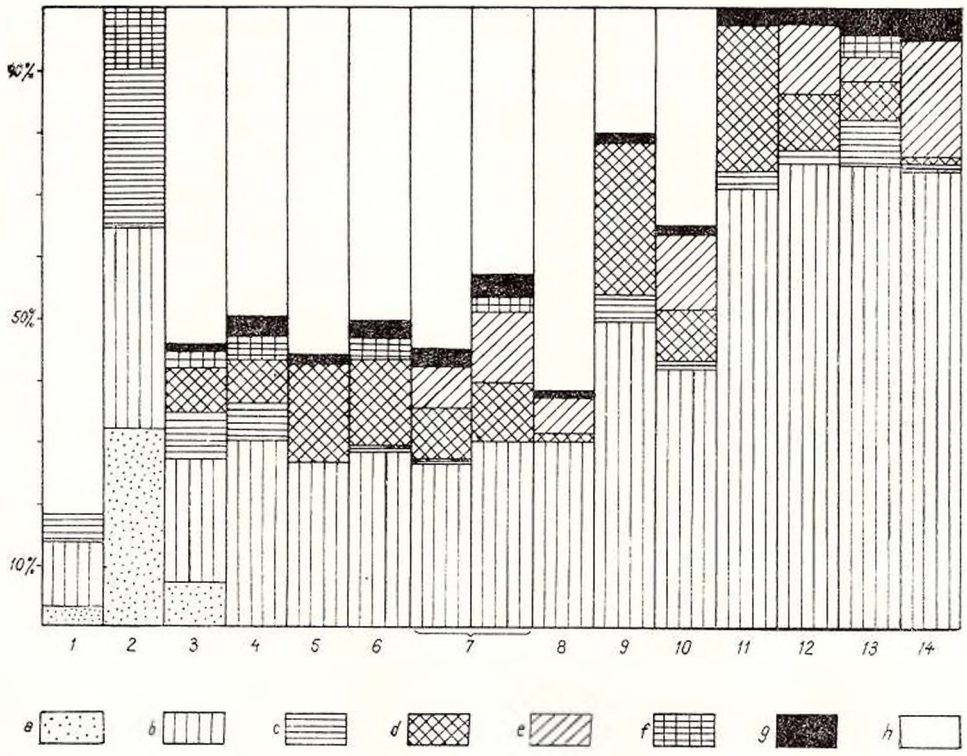


Fig. 1. — Compoziţia modală (%).

a, ortoză; b, plagioclaz; c ,cuarţ; d, hornblendă; e, piroxeni; f, biotit; g, minerale opace; h, masă fundamentală; numerele 1–14 corespund tipurilor de roci eruptive din tabelul 2.

Modal composition (%).

a, orthose; b, plagioclase; c, quartz; d, hornblende; e, pyroxene; f, biotite; g, opaque mineral; h, groundmass; numbers 1–14 are corresponding to the types of eruptive rocks of the Table 2.

melanocrate variază şi determină separarea a două varietăţi: dacit cu hornblendă şi biotit, dacit cu biotit şi hornblendă. În cazul ivirilor din bazinul văii Cormaia sînt prezente varietăţi bogate în cuarţ reprezentînd trecerea la riodacite.

Dacitele apar megascopic ca roci de culoare cenuşiu-albicioasă. La microscop este evidentă structura porfirică determinată de fenocrista-

Institutul Geologic al României

lele de cuarț, plagioclaz (An 34—52), hornblendă verde și biotit (fig. 1). Microstructura este holocristalină microgranulară sau microlitică; în acest ultim caz alături de microlite de cuarț și feldspat este prezentă și sticla.

TABELUL 2

Tipurile de roci eruptive și răspîndirea lor în zona subvulcanică

Nr. crt.	Tip de rocă	Toroiaga	Țibleș	Rodna-Bîrgău-nord	Bîrgău-sud
1	Riolit			+	
2	Riodacit		++	+	
3	Dacit	+		++	
4	Andezit cuarțifer		++		
5	Andezit cu hornblendă	+	+	++	+
6	Andezit cu hornblendă și biotit	++		++	
7	Andezit cu hornblendă și piroxeni și andezit cu piroxeni și hornblendă		++	+	++
8	Andezit cu piroxeni		+	+	
9	Microdiorit porfiric cu hornblendă			+	+
10	Microdiorit porfiric cu hornblendă și piroxeni			+	+
11	Microdiorit cu hornblendă			+	+
12	Microdiorit cu hornblendă și piroxeni			+	+
13	Diorit cuarțifer	+	+		
14	Diorit piroxenic		++		

Observație: cu ++ au fost notate rocile cu cea mai largă răspîndire

Magnetitul pigmentează masa rocii; de asemenea, formează agregate granulare, incluziuni precum și coroanele de opacit ale hornblendei și biotitului.

Apatitul și zirconul apar ca incluziuni în feldspat.

3.4. *Andezite cuarțifere.* În zona subvulcanică au fost identificate pînă în prezent andezite cuarțifere numai în masivul Țibleș și anume în părțile sale sud-vestice și nord-vestice.

Megascopic apare ca o rocă de culoare cenușie la brun-verzuie; frecvent este hidrotermalizată, argilizată, silicifiată, sericitizată, carbonatată.

Se disting fenocristale de plagioclaz, hornblendă și cuarț (fig. 1).

Studiul microscopic evidențiază diferite grade de alterare a mineralelor constitutive și a masei fundamentale. Structura acesteia este holocristalină microgranulară.

Plagioclazul (An 40 — 60) este maclat frecvent după legea Albit, și zonat. Adeseori apare argilizat, sericitizat, carbonatat, include cuarț

Institutul Geologic al României

și epidot. Hornblenda verde este substituită parțial de clorit și carbonați. Acestui amfibol primar i se asociază uralitul format pe seama augitului.

3.5. *Andezite cu hornblendă.* Acest tip apare pe rama de est a masivului Hudin (andezitul de Izvorul Hudinului, M a i e r , 1962) și prezintă o largă dezvoltare în cadrul corpurilor din nordul munților Bîrgău (eruptivul Cornii). Împreună cu andezitele și dioritele amfibolo-piroxenice participă la alcătuirea masivului Heniu.

Megascopic, andezitul cu hornblendă apare ca o rocă masivă de culoare albă-cenușie sau violacee. Prezintă structura porfirică și microstructura holocristalină microgranulară sau pilotaxitică. Compoziția mineralogică est destul de simplă (fig. 1). Principalii constituenți ce apar ca fenocristale și microlite sînt plagioclazul (An 40 — 60) maclat și zonat și hornblenda verde opacitizată (fig. 1). Aceste minerale sînt substituite parțial de neominerale, ca : sericit, carbonați, clorit, epidot.

La andezitul de Izvorul Hudinului sporadic se observă și cristale de cuarț iar transformarea hidrotermală este mult mai intensă.

3.6. *Andezite cu hornblendă și biotit.* Aceste andezite sînt prezente în toate grupurile zonei subvulcanice, avînd cea mai largă răspîndire în masivul Toroioaga și în sudul munților Rodna.

Megascopic apar ca o rocă masivă de culoare cenușie sau cenușiu-albicioasă, cenușiu-verzuie. Se disting fenocristalele de plagioclaz și biotit (fig. 1). Pentru rocile unor iviri din valea Vinului este caracteristică prezența megacristalelor de plagioclaz.

La microscop se observă structura porfirică și microstructura holocristalină microgranulară sau felsitică.

Plagioclazul (An 40 — 56) este maclat după legile albit, albit-Karlsbad, ala și prezintă zonări. Se disting transformări incipiente (carbonatări, sericitizări) ce avansează pe fisuri și limita planelor de maclă. Frecvente sînt incluziunile de sticlă. Hornblenda verde și biotitul apare în diferite stadii de opacitizare.

Masa fundamentală este pigmentată de magnetit parțial limonitizat. Se mai observă fisuri umplute cu calcit și agregate de clorit.

3.7. *Andezite cu hornblendă și piroxeni și andezite cu piroxeni și hornblendă.* În zona subvulcanică aceste andezite prezintă o largă răspîndire în regiunile Țibleș și Bîrgău. În masivul Țibleș apar numai andezite cu piroxeni și hornblendă în timp ce în Bîrgău se cunosc ambele varietăți.

Institutul Geologic al României

Anticipînd unele comentarii pe care le vom fundamenta într-un capitol următor, admitem că între andezitul cu piroxeni și hornblendă și andezitul cu hornblendă și piroxeni nu există deosebiri care să justifice separarea a două tipuri petrografice. Pentru acest motiv le descriem împreună.

Andezitul cu piroxeni și hornblendă constituie partea centrală a Țibleșului (andezitul de Țibleș, P a v e l e s c u , 1953). De asemenea, constituie corpuri eruptive de dimensiuni și forme variate care străbat depozitele paleogene între masivul Țibleș și masivul Hudin (creasta Hudieș, Izvorul Șurii, Vîrful Gropii, Vîrful Hudieș, Plaiul Bătrîn).

În nordul munților Bîrgău se află numeroase corpuri de andezit cu hornblendă și piroxeni în sectoarele din jurul „eruptivului Cornii" (Măgura Rodnei, dealul Măgușii, Măgura Mică, Chicera Măgurilor).

Marea majoritate a corpurilor eruptive din sudul munților Bîrgău este constituită din andezite cu hornblendă și piroxeni, precum și din andezite cu piroxeni și hornblendă (pl. I).

În ansamblul zonei subvulcanice rocile la care ne referim prezintă variate aspecte în ceea ce privește caracterele structurale și mineralogice.

Rocile sînt compacte sau poroase, de culoare cenușie, brună, cenușiu-albicioasă sau verzuie. Prezintă texturi masive și structuri porfirice holocristaline sau hipocristaline.

TABELUL 3

Structurile rocilor eruptive din zona subvulcanică

Nr. crt.	Tip petrografic	Tip de structură*									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Riolit	+						+			
2	Riodacit	+						+			
3	Dacit	+						+			
4	Andezit cuarțifer			+				+			
5	Andezit cu hornblendă	+		+				+			
6	Andezit cu hornblendă și biotit		+					+	+		
7	Andezit cu hornblendă și piroxeni, andezit cu piroxeni și hornblendă			+		+		+	+		
8	Andezit cu piroxeni			+	+						
9	Microdiorit porfiric, microdiorit, cu hornblendă, cu hornblendă și piroxeni						+	+	+		
10	Diorit cuarțifer, diorit piroxenic									+	+

* Tipuri de structuri: 1, felsitică; 2, microlitică; 3, pilotaxitică; 4, intergranulară; 5, micropoikilitică; 6, poikilitică; 7, holocristalină microgranulară; 8, holocristalină macrogranulară; 9, holocristalină inechigranulară cu aspect porfiric; 10, holocristalină echigranulară.

Institutul Geologic al României

Principalele minerale constitutive sînt: plagioclazul, hornblenda verde și piroxenii (augit și hipersten). Lor li se asociază uneori cuarțul și biotitul (fig. 1).

Mineralele opace și accesorii sînt comune celorlalte tipuri petrografice descrise (magnetit, pirită, apatit, zircon).

Plagioclazul (An 35—58) prezintă macle simple sau complexe, predominînd statistic macla albit.

Hornblenda verde apare uneori maclată precum și în diferite stadii de opacitizare.

Dintre piroxeni predomină augitul. Biotitul este de multe ori parțial opacitizat.

Andezitele cu hornblendă și piroxeni precum și cele cu piroxeni și hornblendă apar de asemenea în diferite stadii de hidrotermalizare, transformările fiind mai intense în masivul Țibleș. În acest caz mineralelor pirogenetice li se asociază parageneze de neominerale cuprinzînd: minerale argiloase, sericit, carbonați, clorite, uralit, bastit, biotit secundar, epidot, cuarț.

Aceste andezite sînt răspîndite și în continuare spre sud, în partea nord-vestică a munților Călimani. Pentru a evidenția eventuale deosebiri între compoziția mineralogică în funcție de apartenența la una din cele două unități vulcanice, am reprezentat în tabelul 4 limitele participării componenților mineralogici și ai masei fundamentale.

Se remarcă unele deosebiri în ceea ce privește limitele participării hornblendei care este în cantitate mai mare la rocile din Bîrgău. În munții Călimani limita participării masei fundamentale este mai largă, iar pentru andezitele din compartimentul vulcanic superior masa fundamentală este mai dezvoltată.

TABELUL 4

Date comparative privind compoziția modală (%) a andezitelor cu hornblendă și piroxeni și a andezitelor cu piroxeni și hornblendă din munții Bîrgău și munții Călimani

Minerale	Bîrgău	Călimani I*	Călimani II*
Plagioclaz	13—30	12,5—34,5	18—30
Hornblendă	11—21	1—14	6—15
Piroxeni	4—7	3—10	3—12,5
Minerale opace	0,5—3,5	1—4	1—2
Masă fundamentală	48—65,5	38,5—78,5	50—65

* I și II reprezintă cele două etape din desfășurarea vulcanismului (Pannonian și Pleistocen).

Institutul Geologic al României

3.8. *Andezite cu piroxeni.* Andezitele cu piroxeni participă într-o mică măsură la alcătuirea masivului Țibleș. De asemenea, apar în nordul munților Bîrgău unde constituie mici intruziuni de tip dyke și filon care străbat depozitele paleogene și corpurile andezitice (pl. I).

Raporturile cu celelalte roci eruptive conduc la considerarea andezitelor cu piroxeni ca ultime produse ale magmatismului neogen din zona Țibleș-Bîrgău.

Andezitul cu piroxeni din munții Țibleș cunoscut sub numele de „andezit de Arcer" (P a v e l e s c u , 1953) este o rocă compactă cu aspect masiv, de culoare neagră. Structura porfirică puțin evidentă este imprimată de plagioclaz și piroxeni. Microstructura este pilotaxitică la holocristalină microgranulară.

Plagioclazul (An 42 — 82) care atinge compoziția bitownitului, este maclat albit și periclin; prezintă alterări incipiente. Dintre piroxeni predomină augitul parțial uralitizat; hiperstenul este bastitizat. Magnetitul formează incluziuni sau pigmentează masa rocii.

În masa fundamentală se disting microlite de plagioclaz, piroxeni și uneori de hornblendă.

Andezitele piroxenice din munții Bîrgău au fost descrise de M î n z ă r a r u (1965) ca andezite bazaltice. Pornind însă de la particularitățile petrografice și petrochimice considerăm mai indicată încadrarea acestor roci la andezite piroxenice. Pentru aceasta pledează compoziția plagioclazului (An 45 — 58), prezența augitului și subordonat a hornblendei verzi, tipul de magmă normal dioritic. Olivina apare sporadic în masa fundamentală.

Prezența andezitelor cu piroxeni a fost semnalată și în sudul munților Bîrgău de A t a n a s i u et al. (1956) unde formează corpurile din vîrful Tomnatecul, vîrful Măgurității, dealul Ariilor, Zîmbroaia, sillurile de la periferia Masivului Heniu și din valea Leșului. Datele de care dispunem ne permit a considera — în acord cu C o s m a et al. (1964), T e o d o r u et al. (1967) — în toate aceste situații, prezența andezitelor cu piroxeni și hornblendă.

Corpurile eruptive din zona subvulcanică sînt contituite în partea lor centrală sau uneori în întregime, din roci dioritice. Dioritele sînt prezente la corpurile din grupurile Țibleș și Toroiaga iar microdioritele predomină la corpurile din grupurile Rodna-Bîrgău nord și Bîrgău sud.

[9] *Op. cit.* pct. 4.

Institutul Geologic al României

3.9. *Microdiorite porfirice și microdiorite cu hornblendă.* Roci microdioritice cu hornblendă au fost identificate în zona centrală a eruptivului Cornii precum și în masivele Heniu și Oala (Miroslava). Aceste roci se deosebesc de corespondentul lor în familia andezitelor prin structura holocristalină granulară. La rîndul lor, microdioritele porfirice se deosebesc de microdiorite prin structura porfirică evidentă și megascopic. Ea este determinată de larga dezvoltare a cristalelor de plagioclaz și hornblendă.

Gradul mai avansat de cristalizare se traduce în compoziția mineralogică prin creșterea cantității de plagioclaz (fig. 1).

Notăm participarea cuarțului în masa fundamentală alături de plagioclaz și hornblendă.

În rest, particularitățile mineralogice nu se deosebesc de cele ale andezitelor cu hornblendă.

3.10. *Microdiorite porfirice și microdiorite cu hornblendă și piroxeni.* În nordul masivului Bîrgău aceste roci sînt mai răspîndite decît corespondentul lor amfibolic. Astfel ele apar în zona centrală a corpurilor Măgura Rodnei, Măgura Ilvei, Dealul Măgurii. În sudul munților Bîrgău apar în asociație cu microdioritele amfibolice.

Se deosebesc de corespondentul lor în familia andezitului prin structura hipidiomorf-granulară sau micropanidiomorf-granulară a masei fundamentale.

Din examinarea figurii 1 se observă că spre deosebire de andezite rocile dioritice conțin un procent ridicat de cristale de feldspat, mai ales microdioritele. Aceasta se explică prin aceea că la microdiorite au putut fi integrați toți constituenții rocii.

În rest microdioritele nu prezintă deosebiri mineralogice față de andezitele cu hornblendă și piroxeni.

3.11. *Diorite cuarțifere și diorite piroxenice.* În zona subvulcanică dioritele cuarțifere prezintă cea mai largă dezvoltare în partea centrală a masivului Toroiaga (pl. I).

În grupul Țibleș-Hudin dioritele cuarțifere apar în asociație cu dioritele piroxenice de care nu pot fi separate cartografic. Astfel S c a r l a t și S c a r l a t (1966)[10] menționează prezența în cadrul dioritului de Arsuri a unor varietăți cu peste 5% cuarț. În sectorul vîrful Hudieș, vîrful Stegioara, M a i e r (1962) descrie de asemenea diorite cuarțifere cu biotit în asociație cu diorite piroxenice.

[10] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

Rezultă că dioritele cuarțifere din Țibleș-Hudin pot fi separate de dioritele piroxenice doar în urma studiului microscopic. Majoritatea caracterelor petrografice și mineralogice fiind asemănătoare, vom descrie împreună, în continuare, dioritele piroxenice și dioritele cuarțifere.

Megascopic dioritele apar ca roci masive, compacte, de culoare cenușie, cenușiu-negricioasă, cenușiu-verzuie. Se disting fenocristale de plagioclaz, hornblendă și mai rar cele de piroxeni (fig. 1). La microscop este evidentă structura porfirică la dioritul cuarțifer și cea holocristalină granulară la dioritul piroxenic.

Plagioclazul (An 45—70) prezintă macle după legile albit, albit-Karsbad, Baveno și zonări. Uneori se disting transformări incipiente (argilizări, carbonatări) pe planele de maclă și pe fisuri.

Piroxenii sînt reprezentați prin augit și hipersten cu parțiale cloritizări și bastitizări.

Hornblenda verde este opacitizată parțial; se disting substituiri parțiale prin clorit, calcit, epidot.

La dioritele cuarțifere din Hudin participarea biotitului este notabilă (peste 6%). Acesta este parțial opacitizat și cloritizat.

În masa rocii se disting: magnetit, apatit, zircon precum și neomineralele: sericit, epidot, bastit, uralit, biotit, clorit, calcedonie, actinolit.

Prezența turmalinei la dioritul de Arsuri indică manifestarea metamorfismului pneumatolitic alături de cel hidrotermal.

TABELUL 5

Date comparative privind compoziția modală (%) a dioritelor din zona subvulcanică și munții Călimani

Minerale	Toroiaga	Țibleș		Bîrgău		Călimani
		a*	b	c	d	
Plagioclaz	73,92	74,30	73,80	71,00	75,10	68,50
Hornblendă	11,58	1,00	0,55	25,00	9,20	4,30
Piroxeni	—	9,15	19,40	—	11,25	18,70
Biotit	2,10	4,85	0,50	—	—	1,25
Cuarț	9,85	4,70	0,95	2,50	1,85	2,55
Minerale opace	2,55	6	4,80	2,50	2,60	4,70

* Observații: pentru toate masivele eruptive este dată compoziția medie; a, diorite cuarțifere; b, diorite piroxenice; c, diorite amfibolice; d, diorite cu piroxeni și hornblendă.

Am considerat interesantă compararea compoziției modale a dioritelor din zona subvulcanică și din munții Călimani. Aceasta cu scopul de a sesiza eventuale deosebiri în funcție de apartenența la cele două unități eruptive.

Institutul Geologic al României

Din examinarea tabelului 5 se constată prezența — în general — a acelorași minerale : plagioclaz, hornblendă, piroxeni, biotit, cuarț. Mineralele participă în proporții care diferă de la o regiune la alta. De asemenea, se evidențiază o apropiere sensibilă între compoziția mineralogică a dioritelor din sudul munților Bîrgău și nordul munților Călimani.

La munții Călimani comparativ cu dioritele din Bîrgău și Toroiaga se observă valori mai ridicate ale piroxenilor și valori mult mai mici ale hornblendei.

Dioritele din munții Bîrgău nu au biotit; cele din munții Țibleș conțin puțină hornblendă și un procent notabil de minerale opace. Se poate conclude că există o deosebire între compoziția mineralogică modală a dioritelor din nordul munților Călimani și din zona subvulcanică. Excepție fac dioritele din sudul munților Bîrgău care vădesc astfel o apropiere nu numai din punct de vedere geografic.

4. Chimismul magmatitelor subvulcanice

Unul din obiectivele principale ale lucrării îl constituie studiul chimismului magmatitelor din zona subvulcanică neogenă a Carpaților Orientali.

Așa cum am mai arătat în capitolul introductiv, alături de studiul geologic-structural și petrografic, studiul petrochimic al magmatitelor din regiune a fost de asemenea în atenția cercetătorilor anteriori obținîndu-se în unele cazuri — exemplul cel mai elocvent fiind Țibleșul — interesante rezultate și de ordin petrogenetic. De aici, rezultă că în stadiul actual de cunoaștere a chimismului magmatitelor din teritoriu, studiul pe care îl efectuăm se va dovedi util în măsura în care va contribui la completarea și adîncirea cunoștințelor acumulate pînă în prezent, în vederea corelării petrochimice și geochimice a magmatitelor din Carpații Orientali și a elucidării unor probleme petrologice generale. Avînd în vedere asemenea obiective nu au fost abordate problemele de detaliu care privesc anumite corpuri, masive sau sectoare subvulcanice, urmărindu-se particularitățile comune, corelabile pe ansamblul grupurilor și în final al întregii zone subvulcanice din Carpații Orientali.

O direcție nouă de cercetare pentru zona subvulcanică o constituie studiul distribuției elementelor minore. Aceasta se efectuează după metodologia care și-a dovedit aplicabilitatea și eficiența în ultimii ani în cercetarea vulcanitelor neozoice din lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita.

Institutul Geologic al României

Studiul geochimic este menit a răspunde — împreună cu cel petrochimic — la problemele petrologice enunțate anterior, precum și a pune la dispoziție parametri care să servească în viitor unor investigații comparative cu caracter regional.

În lumina celor arătate, studiul de față va aborda următoarele probleme :

1. Caracterizarea chimismului (componenți majori și minori) principalelor tipuri petrografice ; confirmarea cu date petrochimice și geochimice a acestora ;

2. Sesizarea deosebirilor între roci aparținînd aceluiași tip petrografic, dar unor corpuri, masive, sau grupuri subvulcanice diferite ;

3. Caracterizarea chimismului fiecărui grup și evidențierea parametrilor reprezentativi în vederea corelării pe întreaga unitate subvulcanică ; comagmatismul produselor la nivel de grup și zonă subvulcanică ;

4. Urmărirea diferențierii produselor în cadrul masivelor și grupurilor subvulcanice precum și a întregii zone ;

5. Originea și evoluția magmelor ;

6. Compararea chimismului magmatitelor din munții Bîrgău și Călimani în vederea elucidării problemei comagmatismului acestora ;

7. Caracterizarea generală a magmatismului subsecvent tardiv din zona subvulcanică, compararea acestuia cu alte unități vulcanice de pe teritoriul României.

În vederea examinării chimismului magmatitelor din regiune au fost utilizate 40 analize de silicați și 40 analize spectrale cantitative pentru Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Cr, V, Sr, Ba.

Analizele reprezintă corespunzător principalele masive și tipuri petrografice, în special grupurile Țibleș-Hudin și Rodna-Bîrgău nord. Acest fapt este evidențiat în tabelele 6 și 19. Examinarea repartiției probelor analizate pe întreaga zonă subvulcanică arată un deficit de date în Toroiaga, care va trebui completat cu prilejul unor cercetări viitoare, îndeosebi în ceea ce privește elementele minore.

Luînd în considerație varietatea produselor din munții Țibleș și Bîrgău, examenul comparativ pe tipuri de roci (tabelul 6) arată că numărul de analize este echilibrat în cadrul acestor două regiuni.

4.1. *Compoziția chimică.* Cele 40 analize de silicați pe care le folosim în studiul de față sînt prezentate în tabelul 7. Dintre acestea 15 analize noi au fost executate de Cecilia Vasiliu în anul 1969, restul de 25 analize fiind preluate din literatură după cum urmează : 20 — Rădu-

Institutul Geologic al României

lescu (1961) notate cu numere mici — Toroiaga-Țibleș-Bîrgău; 3 — Mînzăraru, (1965), notate cu M; 2 — Scarlat și Scarlat (1966)[11] notate AS (A) și AS_3 (D).

TABELUL 6

Apartenența rocilor analizate chimic la grupuri subvulcanice și tipuri petrografice

Nr. crt.	Tipul petrografic	Total	Toroiaga	Țibleș-Hudin	Bîrgău-Rodna
1	Riolit	3	—	—	3
2	Riodacit	2	—	2	—
3	Dacit	4	2	—	2
4	Andezit cuartifer	1	—	1	—
5	Andezit cu hornblendă	4	1	—	3
6	Andezit cu hornblendă și biotit	5	2	—	3
7	Andezit cu hornblendă și piroxeni și andezit cu piroxeni și hornblendă	3	—	3	—
8	Andezit cu piroxeni	4	—	3	1
9	Microdiorit cu hornblendă	2	—	—	2
10	Microdiorit cu piroxeni și hornblendă	4	—	—	4
11	Diorit cuarțifer	4	4	—	—
12	Diorit, microdiorit piroxenic	4	—	4	—
	Total	40	9	13	18

Toate analizele au fost selecționate cu rigurozitate pentru a corespunde din punct de vedere al calității. S-au luat în considerație următoarele criterii:

Rocile analizate să fie pe cît posibil neafectate de procese de alterație secundară sau de mineralizații, puse în evidență de conținuturi mărite de apă de constituție, umiditate, bioxid de carbon și sulf;

S-au păstrat probele pentru care suma acestor componenți este în general mai mică de 3%, cu excepția unui număr foarte redus de probe la care această sumă ajunge pînă la aproximativ 4%. Am fost însă nevoiți să folosim aceste analize deoarece în zonele cercetate nu s-au găsit roci mai proaspete;

Nu s-au luat în considerație probe incomplet analizate sau pentru care suma componenților era mai mică de 99%, precum și acele probe pentru care nu se indică caracterul petrografic al rocii. Unele anomalii din compoziția chimică a rocilor —datorate probabil unor imperfecțiuni ale procedeelor analitice sau unor procese de contaminare sau alterație ce nu pot fi sesizate prin simpla examinare a datelor chimice — vor fi

[11] *Op. cit.* pct. 2.

Institutul Geologic al României

puse în evidență la proiectarea parametrilor N i g g l i, iar în aceste cazuri rocile respective vor fi eliminate din discuție.

Înscrierea în tabele s-a făcut pentru cele patru grupuri în ordinea crescătoare a conținutului de SiO_2 (tab. 7).

La denumirea rocii a fost menținută — cu o singură excepție (proba nr. 37) — diagnoza petrografică, deși, așa cum se va argumenta într-un capitol următor, nu puține sînt cazurile în care este evident dezacordul între diagnoza petrografică și cea petrochimică.

O primă caracterizare a chimismului rocilor în discuție se face pe baza examenului comparativ al variației constituenților oxidici.

Pe întreaga zonă subvulcanică conținutul de SiO_2 variază de la 51,54% (microdiorit piroxenic-Bîrgău), la 72,31% (riolit-Rodna). În grupul Bîrgău nord-Rodna se observă cel mai larg interval de variație, cuprins între 51,54% — 71,33% SiO_2, deoarece în acest grup magmatitele subvulcanice ating cel mai avansat grad de diferențiere.

Atît în munții Țibleș cît și în munții Bîrgău se remarcă o creștere normală a valorii SiO_2 de la andezite, microdiorite și diorite piroxenice la riolite.

Din examinarea tabelului 7 în Toroiaga apare o situație diferită, datorită dezacordului între diagnoza petrografică și datele chimice. În consecință, creșterea SiO_2 se produce de la dacite la andezite cu hornblendă trecînd prin diorite cuarțifere. Această anomalie va fi comentată într-un capitol următor.

SiO_2 fiind unul dintre principalii constituenți ce caracterizează chimismul rocilor și un indicator al naturii, caracterului și gradului de diferențiere al magmei, am considerat utilă precizarea limitelor în care acesta variază pentru fiecare tip petrografic. Tabelul 8 cuprinde limitele de variație ale SiO_2 la toate petrotipurile din zona subvulcanică; la rubrica „Observații" sînt menționate cazurile care prin valoarea SiO_2 încadrează roca la un tip diferit celui indicat de diagnoza petrografică-mineralogică.

De asemenea, s-au făcut comparații cu unele tipuri petrografice similare din Munții Metaliferi care aparțin aceluiași ciclu eruptiv (tab. 9).

Din examinarea tabelelor 8 și 9 se observă la tipurile petrografice aduse în discuție limite de variație apropiate și creșterea acestora de la andezitele piroxenice la riolite. În comparație cu zona subvulcanică, dacitele și riodacitele din Munții Metaliferi sînt mai puțin acide.

Pentru zona subvulcanică adăugăm observația că rocile dioritice apar mai bazice decît corespondenții lor andezitici.

Institutul Geologic al României

TABE

Compoziția chimică

Nr. crt.	Nr. probei	Roca	Localizare	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Fe	MnO	MgO
				%	%	%	%	%	%	%
A — Toro										
1	1	Dacit	Vf. Toroiaga	56,48	18,10	1,96	4,90	—	nedet.	2,86
2	2	Diorit cuarțifer	Valea Secu	58,02	17,60	2,65	4,87	—	nedet.	2,73
3	3	Diorit cuarțifer	Valea Secu	58,32	17,93	2,57	3,64	—	nedet.	2,55
4	4	Diorit cuarțifer	Valea Murgu	59,20	16,61	4,87	2.75	—	0,10	3,00
5	4a	Andezit cu hornblendă și biotit	Dealul Ezerul	59,53	16,70	3,91	1,07	0,27	0,09	2,75
6	4b	Andezit cu hornblendă și biotit	Coasta Mare	59,60	15,81	3,01	3,11	0,41	0,11	2,99
7	4c	Diorit cuarțifer porfiric	Mina 23 August	59,80	16,50	2,50	3.50	—	0,10	3,20
8	4d	Dacit	Piciorul Bradului	59,84	15,96	1,78	4.39	—	0,12	2,29
9	71	Andezit cu hornblendă	V. Cisla	61,36	17,30	1,02	3,28	0,17	0,12	1,63
B — Țibleș-										
10	1	Diorit cu hipersten	Vf. Hudieș	52,30	20.70	6,00	2,90	—	0,18	4,00
11	As(A)	Andezit cu piroxeni	Vf. Arcer	52,58	21,80	2,52	3,39	—	0,14	1,60
12	2	Andezit cu piroxeni	Vf. Arcer	52,89	20,27	4,42	2,66	—	0,14	4,00
13	As_3(D)	Diorit piroxenic	Arsuri	53,09	19,50	3,66	5,40	—	0.18	3,20
14	3	Diorit piroxenic	Plaiul Muntelui alt. 1464 m	54,12	17.60	4,15	0,57	—	0,11	4.70
15	3a	Diorit piroxenic	Vf. Arsuri	55,34	15,80	6,58	2,79	—	0.14	4,30
16	61	Andezit cu piroxeni și hornblendă	Vf. Branu	56,14	17,23	2.82	4,21	—	0,13	4,20
17	5	Andezit cu piroxeni	Hudin-Stegioara	58.22	17,26	3,76	3,06	—	0,15	2,55
18	6	Andezit cu hornblendă și piroxeni	Piatra Hudinului	59,66	16,38	4,72	1.95	—	0,19	2,71
19	78	Andezit cu piroxeni și hornblendă	Vf. Groapa	60,68	18,34	3,21	2,53	—	0,14	2,14
20	77	Andezit cuarțifer	Vf. Tomnatec	68,04	16,24	1,21	0,92	—	0,08	0,74
21	7	Riodacit	Vf. Hudin	68,54	16,89	2,04	0,59	—	0,10	1,25
22	72	Riodacit	Hudin-V. Arieș	71,11	16,42	0,68	1,30	—	0,06	0,56

Institutul Geologic al României

LUL 7

a rocilor

iaga

CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	H_2O^+	S	SO_3	Total	analist	obs.
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		
5,19	3,99	3,24	nedet.	0,28	—	2,42		—	0,45	99,87	A. Kizyk	
6,15	4,55	2,60	nedet.	0,24	—	1,06		—	—	100,47	A. Kizyk și G. Racu	
6,55	3,78	3,02	nedet.	0,26	—	1,16		—	0,27	100,05	A. Kizyk și G. Racu	
5,87	3,23	3,00	0,68	0,19	—	0,67	(0,08)	—	—	100,17	Bl. Budescu	
7,50	4,70	0,66	0,69	0,19	0,60	1,10	(0.14)	0,25	—	99,95	Bl. Budescu	
6,18	3,26	2,26	0,70	0,21	0,75	1,37	(0,12)	0,47	—	100,24	C. Vasiliu	
6,60	3,80	1,24	0,82	0,20	1,03	0,95	(0,10)	—	urme	100,24	Al. Dănciu-ciulescu	
5,65	3,74	2,99	0,58	0,16	1,20	1,02	(0,13)	urme	—	99,72	Al. Dănciu-lescu-C. Vasiliu	
4,83	3,62	2,75	0,55	0,21	1,19	1,44	—	0,20	—	99,67	C. Vasiliu	

Hudin

8,30	3,00	1,20	0,82	0,17	—	0,30	0,12	0,55	—	100,54	E. Volanschi	
10,00	2,70	2,10	0,08	0,20	—	2,00		urme	—	99,51	M. Matei	P. c = 0,40 ‰
9,37	2,06	1,51	0,58	0,13	0,33	1,43	0,28	—	—	100,07	S. Lupan	
8,05	2,40	1,15	1,08	0,12	0,60	0,30	0,30	0,56	—	99,59	S. Iliescu	
12,76	3,08	0,28	0,59	0,26	—	0,81	0,40	—	0.78	100,21	S. Lupan	
7,03	2,67	2,00	0,79	0,15	—	0,79	0,27	—	1,51	100,16	S. Lupan	
7,23	2,78	2,32	0,79	0,17	0,05	1,32	—	—	0.56	99,95	C. Vasiliu	
6,47	3,49	1.25	0,82	0,25	0,39	1,87	0,28	0,36	—	100,18	Fl. Iliescu	
5,98	3.04	1,86	1.01	0,17	0,47	1,05	0,85	—	urme	100.04	Gh. Lahovary	
5,80	2,96	2.10	0,67	0,15	urme	0,93	—	urme	—	99,65	C. Vasiliu	
3,05	2,93	2,28	0,17	0,12	1,51	2,32	—	—	0,10	99,71	C. Vasiliu	
3,76	4,26	1,28	urme	0,05	—	0,94	0,40	0.21	—	100,31	Gh. Lahovary	
2,15	3,16	2,52	0,19	0,05	0,03	1,47	—	urme	—	99,70	C. Vasiliu	

Institutul Geologic al României

C-Rodna-

Nr. crt.	Nr. probei	Roca	Localizare	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	FeO %	Fe %	MnO %	MgO %
23	1	Microdiorit cu hornblendă și piroxeni	V. Ilvei-Cariera Măgura	51,54	18,48	5,90	3.55	—	0.01	5,56
24	032V	Microdiorit cu hornblendă și piroxeni	Ilva Mare	52.61	18.68	3,39	4,28	—	0.15	4,38
25	035 V	Microdiorit cu hornblendă și piroxeni	Ilva Mare	53,91	19.05	3,25	3.87	—	0,16	4,60
26	2	Diorit porfiric cu hornblendă	Poiana Ilvei	54,08	19,45	3,91	3,24	—	nedet.	3,61
27	1M	Andezit cu piroxeni	Valea Ivăneasa	54.74	17,09	6,09	2,45	—	0,17	4,70
28	82	Andezit cu hornblendă	V. Cirțibava	56,84	17,97	0,92	4,26	0,28	0,15	2,68
29	103	Andezit cu hornblendă și biotit	V. Cormaia	57,31	18,40	3,08	2,49	—	0,14	2,61
30	90	Andezit cu hornblendă	V. Vinului	57,87	18,79	3.34	2,57	—	0,15	2,68
31	3M	Andezit cu hornblendă	Valea Măgurii	59,00	18,05	5.25	1.60	—	0,15	2,11
32	2M	Andezit cu hornblendă și biotit	V. Someșului Mare (șanț)	59,01	18,40	4,05	1.60	—	0,12	3,90
33	86	Andezit cu hornblendă și biotit	V. Vinului	60.38	17,11	2.62	2,59	—	0,11	2,92
34	4	Dacit	V. Ilvei-Cariera Poiana	60.50	19,48	1,61	3,47	—	0,11	2,60
35	6	Dacit	Valea Ilvei	66.41	17,41	4.12	urme	—	nedet.	1.82
36	98	Riolit	V. Cormaia	70,10	16,08	0.53	0,92	—	0.10	0.69
37	5Tor	Riolit	Rodna-Olahszentgydray	71,33	16,48	0,24	1,25	—	0,05	0,59
38	113	Riolit	Parva-Rodna Pîriul cu cărări	72,31	15,60	0.67	0,60	0,04	0,06	0,29

D — Bir-

39	36P	Microdiorit cu hornblendă	Heniu	55.08	18.98	3.03	4.16	—	0.17	3.70
40	31P	Microdiorit cu piroxeni	V. Tihuța-Șos. V. Dornei-Bistrița	57.09	19.18	2.60	3.98	—	0.13	2,79

Institutul Geologic al României

CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	H_2O^-	S	SO_3	Total	Analist	Obs.
%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		
Birgău Nord												
6,98	4,68	0,64	0,56	0,25	—	0,81	0,73	—	nedet	99,69	G. Peiulescu	
8,25	3,45	1,81	0,89	0,21	1,15	0,61	—	—	—	99,86	C. Vasiliu	
7,90	3,56	1,95	0,76	0,16	urme	1,08	—	urme	—	100,25	C. Vasiliu	
8,09	3,31	1,32	0,21	0,23	—	1,44	0,33	—	0,45	99,67	A. Kizyk	
8,75	2,55	2,23	0,73	0,24	urme	0,55	(0,72)	—	urme	100,29	C. Vasiliu	
6,70	3,51	2,16	0,66	0,20	1,22	1,64	—	0,32	—	99,51	C. Vasiliu	
6,48	3,57	2,44	0,67	0,22	0,87	1,31	—	—	—	99,59	C. Vasiliu	
6,55	4,02	1,90	0,68	0,20	0,26	0,70	—	urme	—	99,71	C. Vasiliu	
6,10	3,62	2,07	0,96	0,25	nedet	0,74	0,63	—	urme	100,53	Cr. Popescu	
4,06	2,93	2,61	0,98	0,25	nedet	0,79	0,86	—	urme	99,56	Cr. Popescu	
4,44	3,89	3,07	0,59	0,27	0,61	1,22	—	urme	—	99,82	C. Vasiliu	
5,90	3,51	1,14	0,31	0,24	urme	0,70	0,34	—	0,16	100,07	A. Kizyk	
3,96	3,83	1,65	nedet.	nedet	—	0,81		—	nedet	100,01	Schlechta	
2,86	3,55	1,99	0,11	0,09	1,53	1,54	—	0,02	—	100,11	C. Vasiliu	
2,18	3,88	2,25	0,38	0,09	—	0,17	1,30	—	nedet	100,19	K. Emszt.	
1,36	2,17	3,35	0,05	0,04	1,05	2,31	—	0,05	—	99,95	C. Vasiliu	
gău-sud												
7,80	3,18	0,68	0,83	0,16	0,41	1,66	—	urme	—	99,84	C. Vasiliu	
5,75	3,19	1,28	0,69	0,16	1,61	1,14	—	urme	—	99,59	C. Vasiliu	

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Limitele de variație ale SiO_2 pentru magmatitele zonei subvulcanice

Nr. crt.	Tip petrografic	SiO_2 %	Observații
1	Diorit, microdiorit piroxenic	52,30—55,34	57,09% SiO_2 la microdioritul din valea Tihuța
2	Andezit cu piroxeni	52,58—54,74	58,22% SiO_2 la andezitul din Stegioara
3	Microdiorit cu piroxeni și hornblendă	51,54—53,91	
4	Andezit cu piroxeni și hornblendă, andezit cu hornblendă și piroxeni	56,14—60,68	
5	Microdiorit cu hornblendă	54,08—55,08	
6	Andezit cu hornblendă	56,84—59,00	61,36% SiO_2 la andezitul din valea Cisla
7	Andezit cu hornblendă și biotit	57,31—59,60	60,38% SiO_2 la andezitul din valea Vinului
8	Diorit cuarțifer	58,02—59,80	
9	Andezit cuarțifer	68,04	se încadrează în limitele riodacitelor
10	Dacit	59,84—66,41	56,48% SiO_2 la dacitul din Toroiaga
11	Riodacit	68,54—71,11	
12	Riolit	70,10—72,31	

TABELUL 9

Limitele de variație ale SiO_2 pentru unele roci eruptive din ciclul II

Tip petrografic	Zona subvulcanică	Munții Metaliferi
Andezit cu piroxeni	52,58—54,74	52,29—57,54
Andezit cu piroxeni și hornblendă	56,14—60,68	57,45—60,50
Andezit cu hornblendă	56,84—59,00	56,75—57,05
Andezit cu hornblendă și biotit	57,31—59,60	56,65—59,37
Dacit	59,84—66,41	60,07—64,35
Riolit	70,10—72,31	63,25—69,13

Limitele de variație ale Al_2O_3 sînt cuprinse între 15,60% (riolit-Parva) și 21,80% (andezit piroxenic—vîrful Arcer). În toate grupurile subvulcanice se observă limite de variație apropiate.

Andezitul piroxenic din vîrful Hudieș și andezitul piroxenic din virful Arcer prezintă cele mai ridicate valori ale Al_2O_3 (20,70 și 21,80%).

Oxizii de fier (Fe_2O_3 + FeO) variază în limite largi cuprinse între 1,27% (riolit Parva) și 9,45% (microdiorit cu hornblendă și piroxeni — — valea Ilvei). Andezitele și dioritele piroxenice prezintă cele mai ridicate

Institutul Geologic al României

conținuturi; valorile descresc către rocile dacitice și riolitice. CaO variază între 1,36% (riolit-Parva) — 12,76% (diorit piroxenic Țibleș). În linii generale conținutul scade de la andezite și diorite piroxenice la dacite și riolite.

Conținutul de alcalii ($Na_2O + K_2O$) scade de la rocile acide la cele bazice. Valorile extreme apar la dacitul din Toroiaga (7,23%) și la dioritul piroxenic (nr. 3a) din Țibleș (3,36%). Atrage atenția valoarea ridicată a alcaliilor la andezitul cu hornblendă și biotit (proba 33) din Rodna. Această valoare este mai mare decît la unele riodacite și diorite cuarțifere din zona subvulcanică.

Unele constatări se desprind din compararea compoziției chimice a rocilor din zona studiată cu compoziția chimică medie oxidică și normativă a tipurilor corespunzătoare, calculată de N o c k o l d s pe baza unui volum important de date (zeci de analize, provenite din diferite regiuni).

Din examinarea tabelelor 7, 8 și 10 rezultă următoarele:

Riolitele și dioritele cuarțifere din zona subvulcanică apar mai bazice iar riodacitele mai acide; la andezite limitele de conținut ale oxizilor se

TABELUL 10

Compoziția chimică a unor roci eruptive acide și intermediare după N o c k o l d s, 1954
(numărul de analize utilizat la calcularea mediei este indicat în paranteze)

	Riolite (22)	Riodacite (115)	Diorite cuarțifere (58)	Dacite (50)	Latit-andezite (38)	Diorite (50)	Andezite (49)
SiO_2	73,66	66,27	66,15	63,58	56,00	51,86	54,20
TiO_2	0,22	0,66	0,62	0,64	1,29	1,50	1,31
Al_2O_3	13,45	15,39	15,56	16,67	16,81	16,40	17,17
Fe_2O_3	1,25	2,14	1,36	2,24	3,74	2,73	3,48
FeO	0,75	2,23	3,42	3,00	4,56	6,97	5,49
MnO	0,03	0,07	0,08	0,11	0,13	0,18	0,15
MgO	0,32	1,57	1,94	2,12	3,39	6,12	4,36
CaO	1,13	3,68	4,65	5,53	6,87	8,40	7,92
Na_2O	2,99	4,13	3,90	3,98	3,56	3,36	3,67
K_2O	5,35	3,01	1,42	1,40	2,60	1,33	1,11
H_2O^+	0,78	0,68	0,69	0,56	0,92	0,80	0,86
P_2O	0,07	0,17	0,21	0,17	0,33	0,35	0,28
qz	33,2	20,8	24,1	19,6	7,2	0,3	5,7
or	31,7	17,8	8,3	8,3	15,6	7,8	6,7
ab	25,1	35.1	33,0	34,1	29,9	28,3	30,9
an	5,0	14,5	20,8	23.3	22,2	25,8	27,2
dy	—	1.3	0,3	1,3	4,1	5,6	4,2
hy	0,8	3,9	4,9	5,3	8,5	15,3	10,9
mt	1,9	3,9	2,1	3,3	5,3	3,9	5,1
il	0,5	1.4	1,2	1,2	2.4	2,9	2,4
ap	0,2	0,3	0,5	0,3	0,8	0,8	0,7

Institutul Geologic al României

TABEL 11

Valorile parametrilor Niggli

Nr. crt.	Nr. probei	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Tipul de magmă
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
								A — Toroiaga									
1	1	176,0	33,5	30,5	17,5	18,5	0,34	0,43	0,57	—	0,37	0,28	2,0	37,3	47,3	15,6	tonalitică
2	2	174,1	31,2	30,6	19,8	18,4	0,27	0,40	0,65	—	0,18	0,33	0,5	36,7	45,9	17,4	tonalitică
3	3	183,0	33,0	27,0	22,0	18,0	0,34	0,43	0,81	—	0,38	0,39	11,0	39,4	45,4	15,2	tonalitică
4	4	188,0	31,0	33,0	20,0	16,0	0,38	0,43	0,60	1,7	0,19	0,61	24,0	40,8	41,9	17,3	pelécitică-tonalitică
5	4a	192,1	31,8	26,1	26,0	16,1	0,08	0,50	1,0	1,7	0,19	0,73	27,7	41,5	42,0	16,5	pelécitică
6	4b	195,6	30,6	32,3	21,9	15,2	0,31	0,49	0,68	1,8	0,20	0,42	34.8	42,5	40,0	17,5	melacuarțdioritică
7	4c	193,4	31,4	31,3	22,9	14,4	0,18	0,49	0,73	1,9	0,19	0,39	35,8	42,9	40,2	18,9	pelécitică-melacuarțdioritică
8	4d	202,9	32,0	28,7	20,6	18,7	0,35	0,40	0,72	1,6	0,20	0,26	28,1	41,5	42,8	15,7	leucopelecitică
9	71	228,6	38,0	23,1	19,2	19,7	0,34	0,40	0,83	1,6	0,22	0,20	49,8	45,7	44,6	9,7	leucotonalitică
								B — Țibleș—Hudin									
10	1	138,0	32,0	34,5	23,5	10,0	0,21	0,16	0,68	1,6	0,16	0,64	—2,0	36,2	44,6	19,2	si-gabbrodioritică
11	AS(A)	151,3	37,0	20,9	30,7	11,4	0,33	0,33	1,5	0,2	0,17	0,41	5,7	38,6	48,3	13,1	n-dioritică-lamprodioritică
12	2	144,7	32,7	31,9	27,4	8,0	0,33	0,51	0,86	1,3	0,16	0,54	12,7	38,9	42,5	18,6	n-dioritică-lamprodioritică
13	$AS_3(D)$	149,8	32,4	34,4	24,4	8,8	0,25	0,39	0,71	2,4	0,17	0,38	14,6	39,1	42,1	18,8	si-gabbrodioritică
14	3	143	27,5	28,0	36,0	8,5	0,06	0,66	1,3	1,3	0,32	0,87	9,0	37,3	38,3	24,4	orbitică
15	3a	160,2	27,0	40,0	21,9	11,1	0,33	0,47	0,55	1,7	0,17	0,68	15,8	38,4	38,1	23,5	si-gabbrodioritică
16	61	164,9	29,8	35,3	22,7	12,2	0,35	0,52	0,64	1,8	0.18	0,38	16,1	39,0	40,8	20,2	n-dioritică
17	5	189,6	33,3	30,5	22,5	13,7	0,20	0,40	0,74	2,0	0,39	0,53	34,8	43,0	41,5	15,4	pelécitică
18	6	201,9	32,7	31,5	21,8	14,0	0,29	0,43	0,69	2,6	0,20	0,68	45,9	44,6	39,8	15,5	melacuarțdioritică-pelécitică

Institutul Geologic al României

19	78	209,3	37,3	26,9	21,3	14,5	0,31	0,41	0,79	1,9	0,21	0,53	51,3	46,2	41,0	12,8	melacuarțdioritică
20	77	341,3	47,9	14,4	16,3	21,4	0,34	0,38	1,1	0,6	0,30	0,55	155,7	58,0	34,1	7,9	leucocuarțdioritică
21	7	299,5	43,6	17,3	17,6	21,5	0,17	0,47	1,0	—	0,26	0,76	113,5	53,8	38,6	7,6	farsunditică
22	72	372,4	50,6	12,9	12,0	24,5	0,35	0,34	0,93	0,9	0,31	0,31	174,4	59,1	32,8	8,1	n-trondhjemitică
C — Rodna—Birgău nord																	
23	1	132,0	28,0	40,0	19,0	13,0	0,07	0,53	0,48	1,1	0,31	0,60	20,0	31,0	44,5	24,5	orbitică
24	032 V	141,7	29,6	34,5	23,8	12,1	0,25	0,51	0,69	1,8	0,16	0,41	−6,7	34,1	43,8	22,1	lamprodioritică
25	035 V	145,1	30,3	34,3	22,8	12,6	0,27	0,54	0,66	1,6	0,16	0,44	−5,3	34,6	44,4	21,0	lamprodioritică
26	2	154,0	33,0	31,0	25,0	11,0	0,21	0,49	0,81	0,5	0,17	0,52	10,0	37,9	44,2	17,9	n-dioritică
27	1M	147,7	27,2	37,1	25,3	10,4	0,36	0,51	0,68	1,5	0,16	0,69	6,1	36,3	39,3	24,4	lamprodioritică
28	82	182,3	34,1	27,8	22,9	15,2	0,29	0,46	0,82	1,7	0,19	0,16	21,5	40,9	44,3	14,8	pelčeitică
29	103	184,2	34,8	26,8	22,4	16,0	0,31	0,46	0,84	1,7	0,19	0,53	20,2	40,7	45,2	14,1	pelčeitică
40	90	181,0	34,6	27,4	22,0	16,0	0,24	0,40	0,80	1,7	0,19	0,54	17,0	40,1	45,5	14,4	pelčeitică
31	3M	193,0	35,0	27,9	21,4	15,7	0,28	0,37	0,77	2,4	0,39	0,75	30,2	42,4	43,9	13,7	pelčeitică-melacuarțdioritică
32	2M	196,8	36,1	34,5	14,4	15,0	0,37	0,56	0,42	2,6	0,40	0,70	36,8	43,7	36,9	19,4	melacuarțdioritică-pelčeitică
33	88	207,8	34,8	29,1	16,3	19,8	0,34	0,51	0,56	1,7	0,41	0,47	28,6	42,1	44,9	13,0	melacuarțdioritică-n-cuarțdioritică
34	4	202,6	38,4	26,8	21,1	13,7	0,18	0,48	0,79	0,8	0,20	0,29	47,8	46,0	40,4	13,6	leucotonalitică
35	6	264,0	40,8	23,2	16,9	19,1	0,23	0,46	0,73	—	—	1,00	87,6	51,1	39,0	9,9	leucotonalitică
36	98	360,1	48,8	11,4	15,7	24,1	0,27	0,46	1,4	0,3	0,31	0,32	163,7	58,3	35,4	6,3	n-trondhjenitică-si-oligoclazitică
37	5Tor	368,0	50,0	11,0	12,0	27,0	0,28	0,40	1,1	1,5	0,31	0,10	160,0	57,4	35,6	7,0	n-tromdhjemitică
38	113	441,0	58,0	9,2	8,8	26,0	0,51	0,28	0,96	0,4	—	0,47	237,0	63,4	29,2	7,1	cuarțdiorit aplitică
D — Birgău sud																	
39	36 P	159,7	32,4	33,1	24,2	10,3	0,12	0,48	0,73	1,7	0,17	0,40	18,5	40,0	42,1	17,9	tonalitică
40	31 P	184,1	36,4	30,8	20,0	12,8	0,21	0,44	0,65	1,7	0,19	0,36	32,9	43,3	40,3	16,4	pelčeitică

Institutul Geologic al României

regăsesc în compoziția medie; în ceea ce privește compoziția normativă (tab. 14) se constată unele apropieri ale valorilor la riolite, riodacite, dacite și diorite cuarțifere, în schimb compoziția andezitelor și a dioritelor apare sensibil diferită.

4.2. *Corelarea diagnozei petrografice-mineralogice cu date petrochimice.* În cadrul studiului petrologiei magmatitelor din regiune o preocupare principală o constituie examinarea modului în care realitatea tipurilor petrografice evidențiate de studiile petrografice și mineralogice este confirmată de datele petrochimice.

Această problemă este generată de particularitățile microstructurale ale rocilor pe care le studiem. La alcătuirea corpurilor subvulcanice participă alături de rocile dioritice un volum important de roci cu masa fundamentală larg dezvoltată, ai căror componenți nu pot fi determinați microscopic. Deși microstructurile holocristaline sînt mult mai numeroase decît la rocile efuzive, totuși mineralele constitutive apar ca microlite sau sînt mascate în pastă, astfel încît nu pot fi integrate. În consecință, pentru regiunea la care ne referim se poate conclude că exceptînd rocile dioritice, la toate celelalte petrotipuri compoziția modală reflectă numai în parte alcătuirea lor mineralogică.

Pornind de la această situație, pentru o justă caracterizare petrografică am acordat atenție „confruntării diagnozei petrografice-petrochimice" a fiecărui tip. Aceasta a fost posibilă deoarece dispunem de suficiente date analitice pentru toate tipurile petrografice cunoscute pînă în prezent în regiune.

Pentru controlul diagnozei petrografice am utilizat experiența acumulată de noi în ultimii ani ca urmare a studiilor efectuate asupra vulcanitelor din diferite regiuni [12]. Principiile aplicate și-au dovedit eficiența contribuind la o mai riguroasă clasificare a rocilor vulcanice.

Vom utiliza datele ce rezultă din examinarea și proiectarea în diagrame a parametrilor petrochimici N i g g l i (tab. 11), C.I.P.W. (tab. 13) și R i t t m a n n (tab. 14).

Pentru clasificarea rocilor considerăm datele compoziției modale și cele petrochimice. Acestea din urmă privesc: a) tipul de magmă; b) participarea procentuală a principalelor minerale normative; c) valoarea

[12] S. P e l t z, C e c i l i a V a s i l i u, I r i n a B r a t o s i n. Studii geochimice asupra bazaltelor neogene și cuaternare. 1968. Arh. Inst. Geol. Bucureti.

— S. P e l t z, Al. V a s i l e s c u, C e c i l i a V a s i l i u, C o n s t a n ț a U d r e s c u Corelarea formațiunilor eruptive masive din lanțul Călimani-Gurghiu-Harghita. 1969. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

14 — c. 1361

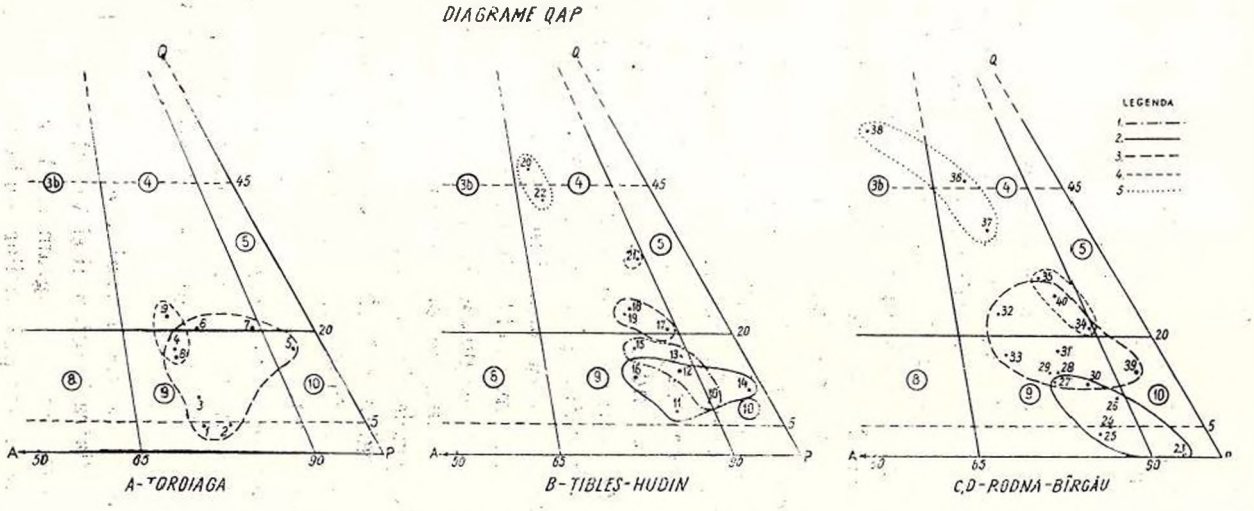


Fig. 2. — Diagrame QAP.

1, magmă gabbro-dioritică; 2, magmă dioritică; 3, magmă cuarțdioritică; 4, magmă granodioritică; 5, magmă trondhjemitică.

QAP diagrams.

1, gabbrodioritic magma; 2, dioritic magma; 3, quartzdioritic magma; 4, granodioritic magma; trondhjemitic magma.

Institutul Geologic al României

indicelui de culoare M; d) conținutul în anortit normativ; e) încadrarea rocilor după clasificările propuse de Rittmann (1963) și Streckeisen (1965, 1967).

Experiența acumulată ne permite să precizăm că pentru o riguroasă diagnoză a rocii este indicat a se corobora toate criteriile, utilizarea lor unilaterală putînd duce la concluzii eronate.

Cele mai bazice roci care apar în regiune sînt andezitele, microdioritele și dioritele cu piroxeni din Țibleș și Bîrgău. Ele aparțin magmelor gabbrodioritice (3), dioritice (4) și cuarțdioritice (2). Compoziția normativă cuprinde cuarț între 5,64%—12,42%, procente importante de hipersten și diopsid; lipsește olivina. Valorile anortitului virtual sînt în toate cazurile mai mici de 50. Indicele M este de asemenea în limitele admise pentru andezite, avînd valori cuprinse între 29,4—14,5.

În triunghiul superior Q.A.P. (Streckeisen, 1967) rocile se proiectează în cîmpul latit-andezitelor cu excepția andezitului piroxenic din Stegioara care se plasează în cîmpul dacitelor (fig. 2 B).

Încadrarea după metoda preconizată de Rittmann (tab. 14) indică apartenența la „trahiandezite cu labrador" și „andezite cu labrador și pigeonit". În general, din coroborarea datelor rezultă un acord între diagnoza petrografică și datele petrochimice. Într-o situație diferită se află andezitul piroxenic din Stegioara și microdioritul piroxenic din valea Tihuța (Bîrgău), care apar mai acide, încadrîndu-se la magme cuarțdioritice. Pentru andezitul din Stegioara (Țibleș), dacă asociem celor menționate cu privire la tipul de magmă apartenența la dacite așa cum rezultă din încadrarea în diagramele Streckeisen și Rittmann, putem considera că în această regiune a Țibleșului se află roci mai acide. Desigur, evidențierea acestei situații fondîndu-se pe o singură analiză mai veche, trebuie acceptată cu rezervă.

Andezitele cu piroxeni și hornblendă, andezitele cu hornblendă și piroxeni și corespondenții lor în familia dioritelor aparțin magmelor dioritice (4) și cuarțdioritice (2), (tab. 12). Analizele provin din Țibleș și Bîrgău.

În marea lor majoritate rocile analizate corespund diagnozei petrografice. Andezitele din Piatra Hudinului și Vîrful Groapa corespund unor magme melacuarțdioritice iar în diagramele Streckeisen și Rittmann se proiectează în cîmpul rocilor acide (fig. 28 și tab. 14, 15).

Din studiul chimismului andezitelor cu hornblendă și piroxeni și al andezitelor cu piroxeni și hornblendă rezultă că acestea reprezintă

Institutul Geologic al României

TABELUL 12

Apartenența rocilor la principalele magme

Grup de magmă / Regiune subvulcanică	Gabbro-dioritică	Dioritică	Cuarțdioritică	Granodioritică	Trondhjemitică
Toroiaga	—	—	Dacit = 1 Andezit cu hornblendă și biotit = 2 Diorit cuarțifer = 4	Dacit = 1 Andezit cu hornblendă = 1	— —
Țibleș	Diorit cu piroxeni = 3	Andezit cu piroxeni = 2 Andezit cu piroxeni și hornblendă = 1 Diorit cu piroxeni = 1	Andezit cu hornblendă și piroxeni = 1 Andezit cu piroxeni și hornblendă = 1 Andezit cu piroxeni = 1	Riodacit = 1	Riodacit = 1 Andezit cuarțifer = 1
Bîrgău-Rodna	—	Andezit cu piroxeni = 1 Andezit cu hornblendă = = 1 Microdiorit cu hornblendă = 1 Microdiorit cu hornblendă și piroxeni = 3	Andezit cu hornblendă = 2 Andezit cu hornblendă și biotit = 3 Microdiorit cu hornblendă = 1 Microdiorit cu piroxeni = 1	Dacit = 2	Riolit = 3

Institutul Geologic al României

TABELUL 13

Compoziția normată (C.I.P.W) — Q.A.P.M.An.

Nr. crt.	Nr. probei	qu	or	ab	an	di	hy	c	ap	cc	mt	hm	il	pr	Q	A	P	M	An
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
								A — Toroiaga											
1	1	3,36	18,90	34,06	21,96	1,61	13,56	—	0,67	—	3,02	—	—	—	4,3	24,1	71,6	18,9	39,2
2	2	3,42	15,57	38,78	19,74	8,28	9,44	—	0,34	—	3,94	—	—	—	4,4	20,1	75,5	22,0	33,7
3	3	7,32	17,79	31,96	23,07	6,13	7,92	—	0,67	—	3,71	—	—	—	9,1	22,2	68,7	18,4	41,9
4	4	13,68	17,79	27,25	21,96	4,75	5,20	—	0,34	—	7,19	—	1,37	—	17,0	22,0	61,0	18,9	44,0
5	4a	13,62	3,89	39,82	22,52	7,78	3,20	—	0,34	1,40	1,39	2,88	1,37	0,48	17,1	4,9	78,0	17,4	36,1
6	4b	16,20	13,34	27,77	21,78	2,89	8,26	—	0,34	1,70	4,41	—	1,37	0,84	20,5	16,9	62,6	18,1	44,0
7	4c	16,20	7,23	31,96	24,46	0,67	10,75	—	0,34	2,40	3,71	—	1,52	—	20,3	9,1	70,6	17,0	43,4
8	4d	12,48	17,79	31,44	18,07	1,38	10,70	—	0,34	2,70	2,55	—	1,22	—	15,6	22,3	62,1	16,2	36,5
9	71	18,42	16,68	30,39	15,57	—	8,59	2,65	0,34	2,70	1,39	—	1,06	0,36	22,7	20,6	56,7	11,7	33,9
								B — Țibleș-Hudin											
10	1	7,14	7,23	25,15	39,48	0,65	9,60	—	0,34	—	5,57	—	1,52	1,08	9,0	9,2	81,8	18,8	61,1
11	AS(A)	5,64	12,23	23,06	41,14	4,15	6,17	—	0,31	0,90	3,71	—	0,15	—	6,9	14,9	78,2	14,5	64,1
12	2	10,74	8,90	17,29	41,70	1,31	9,69	—	0,34	0,80	6,50	—	1,22	—	13,7	11,3	75,0	19,1	70,7
13	AS3(D)	12,42	7,23	20,44	35,31	—	12,12	1,22	0,34	1,40	5,34	—	2,13	1,08	16,5	9,6	73,9	21,0	63,3
13	3	7,56	1,67	26,20	33,36	21,60	1,70	—	0,67	—	0,23	4,00	1,22	—	11,0	2,4	86,6	29,4	56,0
15	3a	12,96	11,68	22,53	25,30	6,91	7,50	—	0,34	—	7,19	1,60	1,52	—	17,9	16,1	66,0	25,1	52,9
16	61	9,60	13,34	23,58	27,80	5,59	11,93	—	0,34	0,10	4,18	—	1,52	—	12,9	18,0	69,1	23,6	54,1
17	5	16,95	7,78	29,34	27,52	—	7,03	0,10	0,67	0,90	5,57	—	1,52	0,66	20,8	9,5	69,7	15,5	48,4
18	6	19,56	11,12	25,68	25,58	0,43	6,50	—	0,34	1,00	3,94	1,92	1,98	—	23,9	13,6	62,5	15,1	49,9
19	78	19,80	12,23	25,15	27,80	—	6,36	1,02	0,34	—	4,64	—	1,37	—	23,3	14,4	62,3	12,7	52,5
20	77	39,06	13,34	24,63	4,73	—	2,33	7,24	0,31	3,40	1,86	—	0,30	—	47,8	16,3	35,9	4,8	16,1

Institutul Geologic al României

21	7	29,40	7,78	35,63	17,79	—	3,10	2,04	0,34	—	1,39	1,12	—	0,36	32,4	8,6	59,0	6,3	33,3
22	72	37,32	15,01	26,72	9,45	—	2,98	5,00	0,34	0,10	0,93	—	0,46	—	42,2	16,9	40,9	4,7	26,1
								C — Rodna-Birgău-nord												
23	1	0,30	3,34	39,82	27,52	4,13	12,66	—	0,67	—	8,58	—	1,06	—	0,4	4,7	94,9	27,1	40,9
24	032 V	3,66	10,56	29,34	30,02	2,22	13,80	—	0,34	2,60	4,87	—	1,67	—	5,0	14,3	80,7	22,9	50,6
25	035 V	2,58	11,68	29,87	30,30	6,42	11,64	—	0,34	—	4,87	—	1,52	—	3,5	15,7	80,8	24,8	50,4
26	2	7,62	7,78	27,77	34,47	3,77	9,48	—	0,34	—	5,57	—	0,46	—	9,8	10,0	80,2	19,6	55,4
27	1M	9,18	12,79	21,48	28,91	10,58	6,80	—	0,34	—	6,26	1,76	1,37	—	12,7	17,6	69,7	27,1	57,2
28	82	11,04	12,79	29,34	24,46	—	12,67	1,02	0,34	2,80	1,39	—	1,37	0,60	14,2	16,5	69,3	16,4	45,5
29	103	11,70	14,46	29,87	26,13	—	7,59	0,31	0,34	1,90	4,41	—	1,37	—	14,2	17,6	68,2	13,7	46,7
30	90	10,32	11,12	34,06	27,52	1,97	6,72	—	0,34	0,60	4,87	—	1,37	—	12,4	13,4	74,2	15,3	44,7
31	3M	15,00	12,23	30,39	27,24	0,86	4,80	—	0,67	—	2,78	3,36	1,82	—	17,7	14,4	67,9	14,3	47,3
32	2M	18,30	15,57	24,63	18,07	—	9,70	4,08	0,67	—	2,32	2,56	1,98	—	23,9	20,3	55,8	17,2	42,3
33	88	13,74	18,35	33,01	16,12	—	8,92	1,43	0,67	1,40	3,71	—	1,22	—	16,9	22,6	60,5	14,5	32,8
34	4	17,76	6,67	29,34	28,36	—	11,02	2,14	0,34	—	2,32	—	0,61	—	21,6	8,1	70,3	14,3	49,2
35	6	26,34	10,01	32,49	19,74	—	4,50	2,04	—	—	—	4,16	—	—	29,7	11,3	59,0	8,7	37,8
36	98	38,79	11,68	29,87	3,61	—	2,95	6,83	0,34	3,50	0,70	—	0,15	0,06	46,2	13,9	39,9	4,2	10,8
37	5 Tor.	43,96	13,34	33,01	10,01	—	3,22	3,98	0,34	—	0,23	—	0,76	—	37,6	14,8	47,6	4,6	23,3
38	113	34,02	20,02	18,34	—	—	1,23	8,36	—	2,40	0,93	—	0,15	0,12	54,6	23,7	21,7	2,4	—
								D — Birgău sud												
39	36P	11,16	3,89	27,25	35,31	—	13,29	—	0,34	0,90	4,41	—	1,52	—	14,4	5,0	80,6	19,6	56,4
40	31P	19,50	7,78	27,25	17,79	—	11,26	5,92	0,34	3,60	3,71	—	1,37	—	27,0	10,7	62,3	16,7	39,5

Institutul Geologic al României

TABELUL 14

Valorile parametrilor Rittmann

Nr. crt.	A — Toroiaga										
	Nr. probei	SiO_2	Al	Alk	CaO	FM	k	ca''	an	Diagrama și Tabelul	Denumirea rocii
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	1	56,48	16,29	9,23	5,19	13,07	0,35	0,95	0,28	B 5	Trahiandezit
2	4a	59,63	15,03	7,71	7,50	10,69	0,09	3,11	0,32	A 7	Dacit
3	4b	59,60	14,23	7,15	6,18	12,53	0,32	1,93	0,33	A 5	Riodacit
4	4d	59,84	14,36	8,60	5,65	11,32	0,35	2,19	0,25	A 5	Riodacit
5	71	61,36	15,57	8,18	4,83	8,26	0,34	4,00	0,31	A 5	Riodacit
	B — Țibleș-Hudin										
6	AS(A)	52,58	19,62	6,15	10,00	9,60	0,34	1,92	0,53	B 6	Trahiandezitdeschis cu labrador
7	2	52,89	18.24	4,60	9,37	15,50	0,33	1,19	0,60	B 8	Andezit cu labrador și pigeonit
8	61	56,14	15,51	6,49	7,23	16,03	0,36	1,82	0,38	A 6	Riodacit cu labrador închis
9	5	58,22	15,53	6,49	6,47	12,39	0,19	1,05	0,39	A 7	Dacit
10	6	59,66	14,74	6,42	5,98	12,49	0,29	0,99	0,39	A 5	Riodacit
11	78	60,68	16,51	6,54	5,80	10,43	0,32	−0,18	0,42	A 6	Riodacit cu labrador
12	77	68,04	14,62	6,68	3,05	3,79	0,34	−1,71	0,28	A 5	Riodacit
13	7	68,54	15,20	7,67	3,76	5,30	0,17	−0,76	0,29	A 7	Dacit deschis
14	72	71,11	14,78	7,26	2,15	3,30	0,35	−2,36	0,20	A 4	Latit cuarțifer
	C — Rodna-Bîrgău nord										
15	1M	54,74	15,38	6,06	8,75	18,37	0,37	3,16	0,43	B 6	Trahiandezit cu labrador
16	82	56,84	16.17	7.43	6,70	11,53	0,29	1,46	0,35	B 5	Trahiandezit
17	103	57,31	16,56	7.80	6,48	11,19	0,31	1,22	0,36	B 5	Trahiandezit
18	90	57,87	16,91	7,93	6,55	11.69	0,24	1,16	0,36	A 7	Dacit
19	3M	59,00	16,25	7,50	6,10	11,40	0,28	0,85	0,37	A 5	Riodacit
20	2M	59,01	16,56	7,01	4,06	13,74	0,37	1,67	0,33	A 5	Riodacit închis
21	88	60,38	15,40	8.91	4,44	11,43	0,34	0,55	0,27	A 5	Riodacit
22	4	60,50	17,53	6,41	5,90	10,75	0,18	−1,67	0,43	A 7	Dacit
23	6	66,41	15,67	7,40	3,96	7,76	0,22	−1,00	0,31	A 7	Dacit deschis
24	98	70,10	14,47	7,32	2,86	3,03	0,27	−1,43	0,25	A 5	Riodacit
25	5 Tor.	71,33	14,83	8,07	2,18	2,85	0,28	−1,88	0,18	A 5	Riodacit
26	113	72,31	14,04	6,61	1,36	2,03	0,51	−3,10	0,25	A 4	Latit cuarțifer

Institutul Geologic al României

TABELUL 15

Încadrarea andezitelor, dacitelor, riodacitelor și riolitelor din zona subvulcanică după tipul de magmă și poziția în diagramele Streckeisen (I) și Rittmann (II)

Nr. crt. în tabel	Tipul petrografic	Tipul de magnă	I	II
	1	2	3	4
		Toroiaga		
9	Andezit cu hornblendă	Leucotonalitică	Dacit	Riodacit
5	Andezit cu hornblendă și biotit	Peléeitică	Andezit	Dacit
6	Andezit cu hornblendă și biotit	Melacuarțdioritică	Dacit	Riodacit
8	Dacit	Leucopeléeitică	Dacit	Riodacit
		Țibleș		
11	Andezit cu piroxeni	Si-gabbrodioritică	Latit-andezit	Trahiandezit cu labrador
12	Andezit cu piroxeni	Si-gabbrodioritică	Latit-andezit	Andezit cu labrador și pigeonit
17	Andezit cu piroxeni	Peléeitică	Dacit	Dacit
16	Andezit cu piroxeni	Normal-dioritică	Latit-andezit	Riodacit cu labrador închis
19	Andezit cu piroxeni	Melacuarțdioritică	Dacit	Riodacit cu labrador
18	Andezit cu hornblendă și piroxeni	Melacuarțdioritică	Dacit	Riodacit
20	Andezit cuarțifer	Leucocuarțdioritică	Dacit	Riodacit
21	Riodacit	Farsunditică	Dacit	Dacit deschis
22	Riodacit	Normal-Trondhjemitică	Dacit	Latit-cuarțifer
		Bîrgău nord-Rodna		
27	Andezit cu piroxeni	Lamprodioritică	Latit-andezit	Trahiandezit cu labrador
28	Andezit cu hornblendă	Peléeitică	Latit-andezit	Trahiandezit
30	Andezit cu hornblendă	Peléeitică	Latit-andezit	Dacit
31	Andezit cu hornblendă	Peléeitică	Latit-andezit	Dacit
29	Andezit cu hornblendă și biotit	Peléeitică	Latit-andezit	Trahiandezit
32	Andezit cu hornblendă și biotit	Melacuarțdioritică	Dacit	Riodacit închis
33	Andezit cu hornblendă și biotit	Melacuarțdioritică	Latit-andezit	Riodacit
34	Dacit	Leucotonalitică	Dacit	Dacit
35	Dacit	Leucotonalitică	Dacit	Dacit deschis
36	Riolit	Normal trondhjemitică	Dacit	Riodacit
37	Riolit	Normal trondhjemitică	Dacit	Riodacit
38	Riolit	Cuarțdiorit-aplitică	Riodacit	Latit cuarțifer

Institutul Geologic al României

varietăţi ale aceluiaşi tip petrografic cu poziţie intermediară între andezitul cu hornblendă şi andezitul cu piroxeni.

Cele mai multe andezite cu hornblendă provin din Bîrgău; ele se raportează magmelor cuarţdioritice (tab. 12). O situaţie deosebită o prezintă andezitul cu hornblendă din valea Cisla care se încadrează la magma granodioritică. Este un caz notabil de neconcordanţă cu diagnoza petrografică, reflectat şi de poziţia în diagramele Streckeisen şi Rittmann, unde se proiectează în cîmpul rocilor acide. Compoziţia normativă indică acelaşi lucru. Se ridică astfel problema dacă o parte din apofizele masivului Toroiaga cartate ca andezite cu hornblendă nu sînt în realitate dacite.

Toate andezitele cu hornblendă şi biotit analizate, corespund la magme cuarţdioritice (tab. 12). La cele două analize din Toroiaga se observă valori apropiate ale cuarţului normativ (13,62 şi 16,20), dar deosebite la ortoză (3,89 şi 13,34). În ceea ce priveşte indicii sintetici, valorile sînt în limite admise pentru andezite (M între 17,4 şi 18,1 iar în An între 36,1 şi 44 (tab. 13).

La cele trei analize din sudul munţilor Rodna valorile cuarţului, ortozei indicilor M şi An sînt apropiate între ele şi faţă de ale rocilor din Toroiaga) (tab. 13).

Sub raportul tipului de magmă, a compoziţiei normative şi a poziţiei în diagramele Streckeisen şi Rittmann, pentru andezitele cu hornblendă şi biotit există un acord parţial cu datele petrochimice. Aceasta arată că sîntem foarte probabil în prezenţa unor andezite cu hornblendă, biotit şi cuarţ, ultimul mineral fiind mascat în pastă. Rocile provenite de la Coasta Mare-Toroiaga şi Valea Vinului (Rodna) par a fi dacite.

Andezitul cuarţifer din vîrful Tomnatec se dovedeşte a fi mult mai acid decît îl caracterizează studiul petrografic. Prin chimismul său acest andezit se raportează magmelor trondhjemitice; în diagrama QAP (fig. 2b) se plasează în cîmpul dacitelor iar în diagrama Rittmann, în cîmpul riodacitelor.

Luînd în consideraţie şi compoziţia normativă (tab. 13), deci ansamblul de date petrochimice de care dispunem şi deoarece nu avem dubiu asupra provenienţei probei şi a purităţii sale considerăm justificată trecerea andezitului cuarţifer din vîrful Tomnatec la dacite-riodacite.

Dar, ca şi în alte situaţii, pentru elucidarea definitivă a problemei — care în prezent o putem considera „adusă în discuţie" — sînt necesare mai multe analize, reprezentative prin provenienţa lor, pentru întregul teritoriu unde apar asemenea roci.

Institutul Geologic al României

Spre deosebire de rocile andezitice, la dacite, riodacite şi riolite se observă un acord între diagnoza petrografică şi datele petrochimice.

Dacitele se încadrează la magma granodioritică (tab. 12). În triunghiul Q.A.P. ocupă cîmpul dacitelor iar după valorile R i t t m a n n se raportează dacitelor cu excepţia unei analize din Toroiaga (Piciorul Bradului).

La toate analizele valorile indicilor M şi An sînt în limitele admise (tab. 13).

Cele două analize de riodacit din Hudin se încadrează la magmele granodioritică şi trondhjemitică. Compoziţia normativă evidenţiază valori ridicate ale cuarţului şi valori mici în limite admise ale indicilor M şi An. De asemenea, în acord cu diagnoza mineralogică, valorile mici ale hiperstenului şi ortozei reflectă o participare redusă a biotitului [13].

Notăm că în triunghiul superior QAP rocile se plasează în cîmpul dacitelor, iar în diagrama R i t t m a n n riodacitul din valea Arieş-Hudin corespunde unui „latit cuarţifer". În sfîrşit, cele trei analize de riolite din munţii Rodna se raportează magmelor trondhjemitice. Valorile parametrilor N i g g l i şi C.I.P.W. evidenţiază un acord deplin cu diagnoza petrografică. În clasificările preconizate de S t r e c k e i s e n şi R i t t m a n n rocile apar ceva mai puţin acide. De asemenea, aceste clasificări permit sesizarea unei deosebiri între chimismul riolitelor din sectorul Sîngeorz-Băi şi de la Parva.

Gruparea rocilor eruptive după valorile indicelui de solidificare SI (K u n o, 1954), pune la dispoziţie date complimentare analizei pe care o facem privind acordul între diagnoza petrografică şi cea petrochimică.

Din examinarea tabelului 16 se observă că marea majoritate a andezitelor din zona subvulcanică se încadrează la grupele de roci intermediare, cu valori ale SI şi mai mari de 10. Excepţie face şi în acest caz andezitul cuarţifer din vîrful Tomnatec, care avînd SI = 9 se încadrează la rocile acide. O menţiune trebuie făcută pentru dacitul din valea Ilvei care prin valoarea SI = 21 apare mai bazic decît multe andezite. Această poziţie a sa se datorează proporţiei relative a constituenţilor oxidici care intră în calculul indicelui de solidificare.

În mod similar se explică încadrarea la andezite a dacitelor din Toroiaga, a celuilalt dacit provenit din valea Ilvei şi a riodacitului din vîrful

[13] Interpretînd procedeele de calcul impuse de sistemul C.I.P.W. putem admite că în realitate prin minerale normative de tip diopsid, hipersten, olivină se exprimă cel puţin parţial şi alte minerale ca hornblendă şi biotit. În cazul de faţă biotitul este reprezentat prin hipersten şi o parte din ortoză.

Institutul Geologic al României

TABELUL 16

Gruparea rocilor eruptive din zona subvulcanică după valorile indicelui de solidificare SI (K u n o, 1954)

Grupe de SI	Tip petrografic	Proveniența indicată de numărul de ordine din tab. 7 și valoarea SI corespunzătoare
29—20	Andezit cu piroxeni	12 = 27; 27 = 26
	Andezit cu piroxeni și hornblendă	16 = 26
	Andezit cu hornblendă și biotit	5 = 20; 6 = 20; 32 = 26
	Dacit	34 = 21
19—10	Andezit cu piroxeni	11 = 13; 17 = 18
	Andezit cu piroxeni și hornblendă	
	Andezit cu hornblendă și piroxeni	18 = 19; 19 = 17
	Andezit cu hornblendă	9 = 13; 28 = 19; 30 = 18; 31 = 14
	Andezit cu hornblendă și biotit	29 = 18; 33 = 19
	Dacit	1 = 17; 8 = 15; 35 = 16
	Riodacit	21 = 13
9—0	Andezit cuarțifer	20 = 9
	Riodacit	22 = 7
	Riolit	36 = 9; 37 = 7; 38 = 4

Hudin. În deplin acord cu observațiile anterioare riolitele din Rodna și riodacitul din valea Arieș (Hudin) se încadrează la grupa rocilor acide. Și în ceea ce privește valoarea SI riolitul de la Parva se dovedește a fi cea mai acidă rocă cercetată de noi.

4.3. *Caracterele petrochimice ale magmelor.* În acest subcapitol abordăm probleme privind caracterele petrochimice ale magmelor, comagmatismul și diferențierea produselor eruptive.

Datele analitice de care dispunem permit examinarea acestor probleme la nivelul celor două grupuri subvulcanice principale din regiune: Țibleș-Hudin și Rodna-Bîrgău nord. Prin completarea cu informațiile ce le deținem din grupurile Toroiaga și Bîrgău-sud se vor putea face și considerații care privesc ansamblul zonei subvulcanice.

Examinarea apartenenței rocilor analizate la diferitele tipuri de magmă evidențiază faptul că în zona subvulcanică fondul principal de magmă este cel cuarțdioritic (tab. 12).

Aprecierea statistică a acestor apartenențe arată următoarele: magma cuarțdioritică reprezintă 42,5%; urmează magma dioritică care reprezintă 25%, apoi magmele granodioritică și trondhjemitică participante cu cîte 12,5% și magma gabbrodioritică cu 7,5%.

Institutul Geologic al României

În grupul Toroiaga produsele sînt mai puțin diferențiate, fapt remarcat și de S z ö k e (1962). Din examinarea tabelului 12 rezultă varietatea grupurilor de magmă în regiunile Țibleș-Hudin și Rodna-Bîrgău nord.

Pentru adîncirea acestor constatări privind diferențierea produselor, precum și a unor probleme de comagmatism privite prin prisma domeniului comun de variație a SiO_2 am utilizat curbele de variație ale parametrilor N i g g l i.

În acest scop au fost construite diagrame de variație ale parametrilor *al*, *alk*, *fm*, *c* pentru grupurile Toroiaga, Țibleș-Hudin, Rodna-Bîrgău nord (fig. 3). Deoarece din grupul Bîrgău sud dispunem de două analize, nu am putut construi curbe de variație pentru această regiune.

O primă constatare ce se desprinde din examinarea comparativă a celor trei grupuri este aceea că domeniul comun de variație a valorilor este cuprins între *si* 140—210, ceea ce corespunde fondului comun de magmă din teritoriu.

Apoi, remarcăm că în toate regiunile principalele procese de diferențiere au avut loc în domeniul magmelor dioritice și cuarțdioritice (domeniul comagmatic), fapt ilustrat de importantele oscilații ale curbelor (fig. 3).

La grupul Toroiaga se remarcă un interval mai mic de variație cuprins între 174—203; la grupurile Țibleș-Hudin și Rodna-Bîrgău nord acesta este cuprins între 140—208.

În toate diagramele curbele parametrilor *al* și *alk* prezintă caracter ascendent, iar ale parametrului *fm* un caracter descendent; în domeniul rocilor acide situația este deosebit de evidentă. Curba parametrului *c* este ușor descendentă.

În diagrame se detașează al doilea domeniu în care variația curbelor este mult mai redusă. Acesta cuprinde intervalul *si* 300—372 la grupul Țibleș-Hudin, *si* 360—442 la grupul Rodna-Bîrgău nord și corespunde magmelor acide.

Aspectul general asemănător al curbelor atestă comagmatismul și modul analog de diferențiere al magmelor în grupurile subvulcanice, Țibleș-Hudin și Rodna-Bîrgău nord.

Examenul comparativ al diagramelor din zona subvulcanică, lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita și celelalte unități vulcanice neozoice din România (R ă d u l e s c u, 1961, 1963) evidențiază trăsături comune în ceea ce privește alura generală a curbelor parametrilor *al*, *alk*, *fm*, *c*. Se ilustrează astfel și în acest mod afinitățile pe plan regional, privind sensul și amploarea proceselor de diferențiere în etapa magmatismului subsecvent tardiv.

Institutul Geologic al României

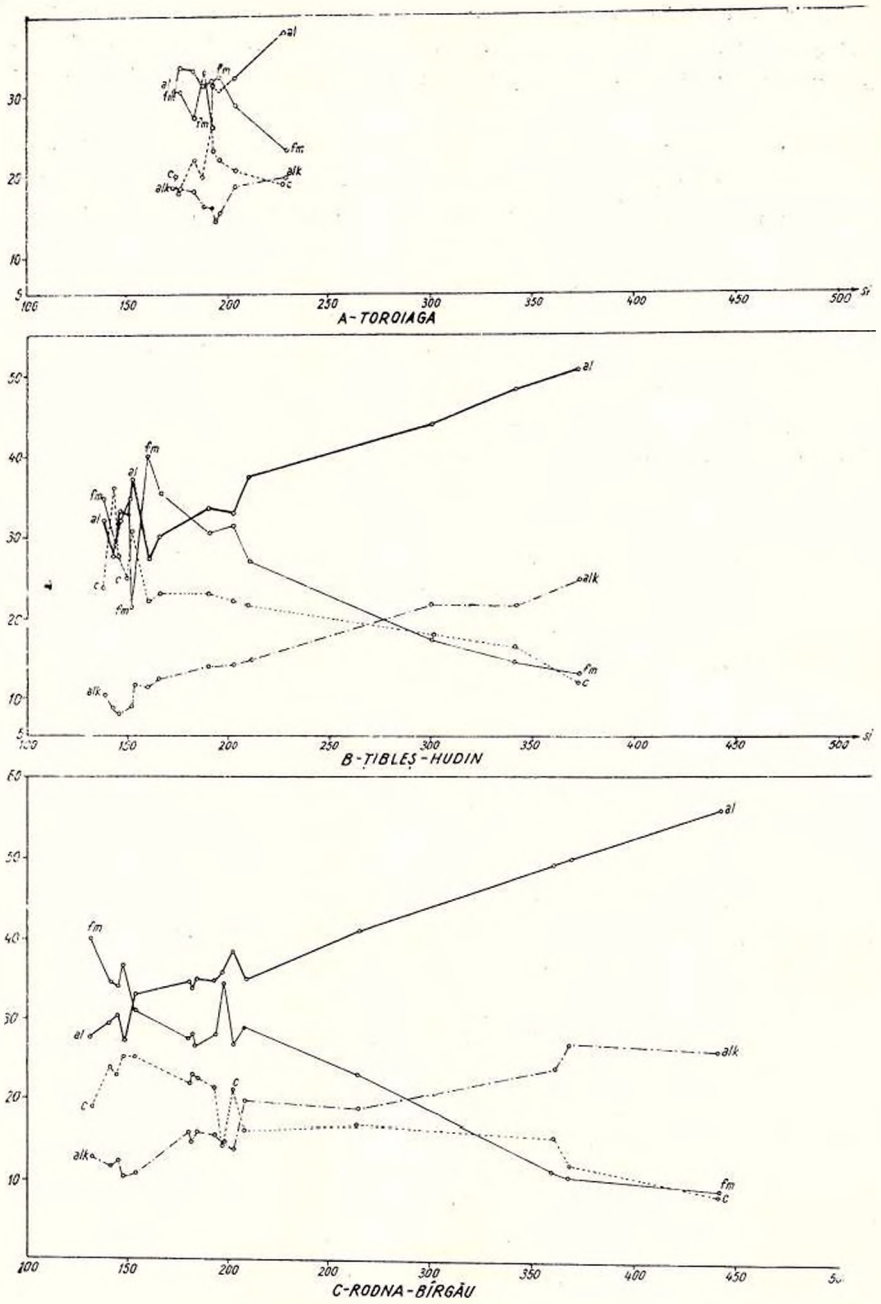


Fig. 3 — Diagrame de variație ale parametrilor Niggli.
Variation diagrams of the Niggli parameters.

Institutul Geologic al României

Din examinarea diagramelor *al-fm*, *al-alk*, QLM (fig. 4, 5, 6) se pot face următoarele considerații în legătură cu caracterul magmelor.

Magma cuarțdioritică are caracter isofalic în Toroiaga și isofalic cu ușoară tendință semisalică în Țibleș, Hudin, Rodna și Bîrgău. Examinată sub raportul alcalinității în Toroiaga aceeași magmă ocupă cîmpul rocilor intermediare și trece în cîmpul rocilor sărace în alcalii. În celelalte regiuni se plasează la partea superioară a cîmpului rocilor sărace în alcalii.

În diagramele QAP și QLM (fig. 2 și 6) magma cuarțdioritică ocupă de asemenea poziții similare în Țibleș, Rodna și Bîrgău.

Magma cea mai bazică din regiune, cea gabbrodioritică, apare numai în Țibleș; prezintă caracter semifemic cu ușoară tendință isofalică și este săracă în alcalii.

Magma dioritică este săracă în alcalii și prezintă caracter isofalic cu tendință salică în Țibleș și caracter isofalic cu tendință semifemică în Rodna și Bîrgău. Prin poziția în diagrama QLM — parțial sub linia PF — magma dioritică din regiunea Bîrgău-Rodna evidențiază o tendință de nesaturare.

În toate regiunile magma granodioritică prezintă caracter semisalic, cu tendință salică în Țibleș și isofalică în Toroiaga.

Sub aspectul raportului *al-alk* se observă o asemănare între grupurile Toroiaga și Rodna-Bîrgău nord unde această magmă ocupă cîmpurile rocilor intermediare și sărace în alcalii. Aceasta spre deosebire de Țibleș unde rocile analizate se plasează la partea superioară a cîmpului rocilor sărace în alcalii.

Diagramele *al-fm*, *al-alk*, QLM evidențiază caracterul salic pronunțat, subalcalin-intermediar și saturat al magmei trondhjemitice.

În toate diagramele se observă poziția centrală a cîmpului magmelor dioritice în grupul Țibleș-Hudin și a cîmpului magmelor cuarțdioritice în grupul Rodna-Bîrgău. De aici rezultă caracterul diferit al fondului de magmă în funcție de apartenența la unul din aceste grupuri. Observația constituie un element în plus care contribuie la explicarea constatărilor descrise anterior privind particularitățile petrochimice diferite ale magmatitelor din cele două regiuni. Ca deosebire principală se poate preciza că în comparație cu magmatitele din Bîrgău și Rodna, cele din Țibleș apar mai sărace în alcalii și mai saturate. Diagramele la care ne referim ilustrează gradul avansat de diferențiere al produselor, prin pozițiile diferite pe care le ocupă cîmpurile magmelor acide și intermediare; de asemenea, sensul diferențierii magmelor — de la acid la bazic — deosebit de evident în cazul grupului Țibleș-Hudin (fig. 4).

Institutul Geologic al României

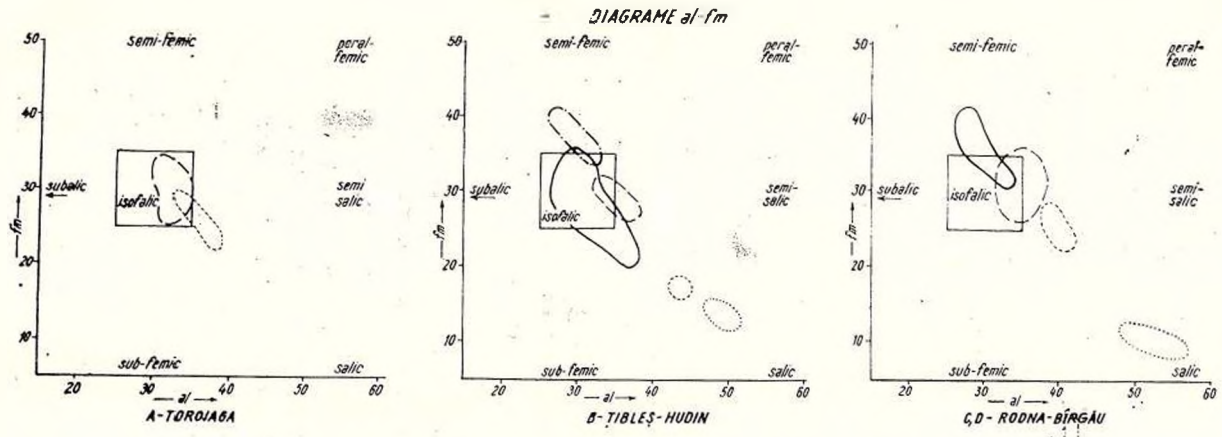


Fig. 4. — Diagrame al-fm (explicații ca la fig. 2).
al—fm diagrams (explanations as for fig. 2).

LEGENDA

1.— · — magmă gabro-dioritică 2.—— magmă dioritică 3.— — magmă cuarț dioritică 4 - - - magmă granodioritică 5..... magmă trondhjemitică

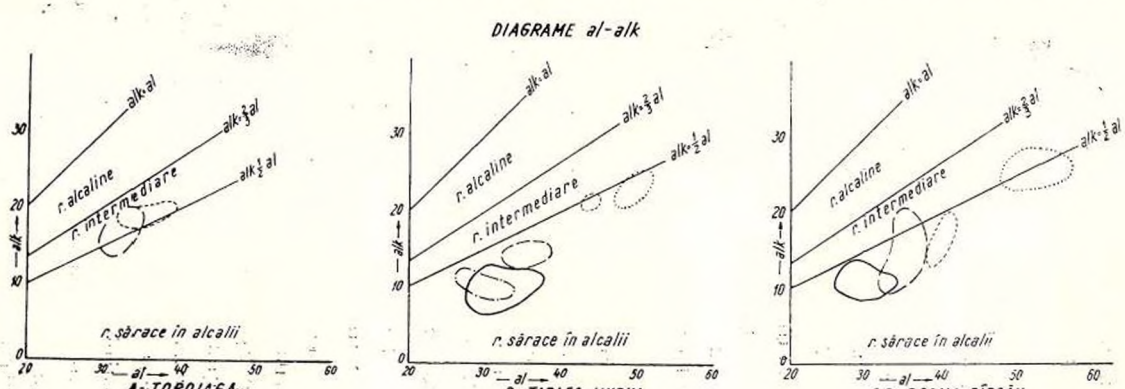


Fig. 5. — Diagrame al—alk (explicații ca la fig. 2).
al—alk diagrams (explanations as for fig. 2).

Institutul Geologic al României

Studiul caracterelor petrochimice a fost efectuat și cu scopul de a se obține indicații privind comagmatismul regiunilor învecinate Bîrgău și Călimani care aparțin la două unități vulcanice diferite.

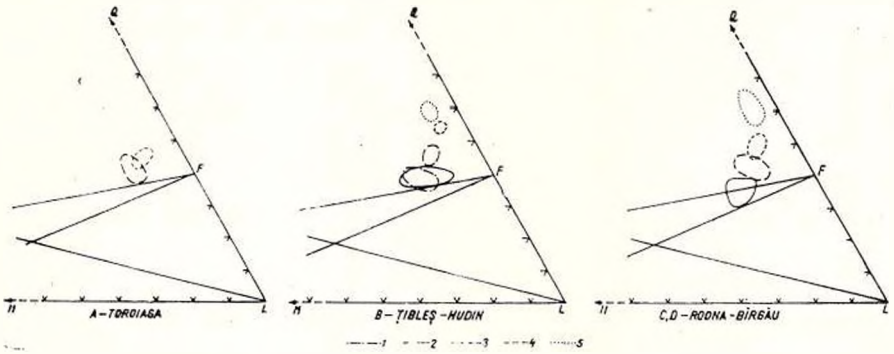


Fig. 6. — Diagrame QLM (explicații ca la fig. 2).
QLM diagrams (explanations as for fig. 2).

Așa cum am arătat în capitolele anterioare, studiul petrografic evidențiază predominarea în sudul munților Bîrgău a andezitelor și microdioritelor cu hornblendă și piroxeni care se regăsesc și în nordul munților Călimani. Compoziția chimică a acestor roci nu diferă sensibil în cele două regiuni atît în ceea ce privește componenții majori cît și cei minori.

Se poate aprecia că deosebirea principală între grupul subvulcanic Bîrgău-sud și masivul vulcanic Călimani constă în formele diferite de manifestare ale eruptivismului.

Deosebirile petrochimice sînt însă evidente în ceea ce privește grupul Rodna-Bîrgău nord și masivul Călimani; acestea vizează în mod deosebit magma dominantă care este cuarțdioritică în prima regiune și dioritică în cea de a doua, apoi gradul mai pronunțat de nesaturare al produselor din Călimani.

4.4. *Originea și evoluția magmelor.* Concluziile ce se desprind din examinarea chimismului produselor eruptive creează unele premize aducerii în discuție a problemei originii magmelor care au alimentat eruptivismul din regiune.

Considerațiile pe care le vom face au în vedere recentele progrese înregistrate pe plan mondial în cunoașterea originii magmelor în general și a magmelor andezitice în special [14]. Sintetizarea celor mai recente con-

[14] B. Lang. Geneza magmelor andezitice. Referat întocmit în cadrul doctoranturii. Universitatea București, 1969. Arh. Fac. geologie-geografie. București.

Institutul Geologic al României

cepţii cu privire la originea magmei andezitice evidenţiază printre altele următoarele puncte de vedere (M . B i r n e y, 1969) : a) cristalizarea fracţionată a magmei bazaltice; b) asimilarea rocilor crustei; c) existenţa unei magme andezitice primare ce provine dintr-o sursă independentă situată în partea inferioară a crustei sau în mantaua superioară.

În stadiul actual de cunoaştere se pare că nici unul dintre aceste puncte de vedere nu explică în mod satisfăcător proveniența andezitelor.

Gradul de cunoaştere a structurii geologice a regiunii precum şi a petrografiei şi petrochimiei magmatitelor subvulcanice, permit aducerea în discuţie preliminară a acestor probleme petrogenetice fundamentale, cu speranţa că vor putea fi adîncite în viitor.

Cercetarea caracterelor petrochimice ale rocilor eruptive dezvelite în stadiul actual de eroziune ne-a condus la raportarea acestora unor magme intermediare şi acide, fondul principal de magmă fiind cel cuarţ-dioritic. Pentru zona subvulcanică este evidentă coexistenţa vulcanitelor acide şi intermediare. Dar, deoarece în unele situaţii corpurile eruptive sînt izolate este foarte dificilă sesizarea modului în care s-au succedat erupţiile.

În condiţiile geotectonice particulare ale segmentului nordic al Carpaţilor Orientali se poate admite că fondul de magmă s-a acumulat în mai multe vetre şi la diferite adîncimi în scoarţă. Foarte probabil, acestea au fost alimentate de un bazin principal ce găzduia o magmă andezitică. În legătură cu geneza acesteia, numeroase cercetări geofizice şi petrochimice executate în ultimii ani arată în mod tot mai convingător că procesele vulcanice au loc sub crustă, în mantaua superioară.

G o r ş k o v (1967) susţine că compoziţia produselor vulcanice practic nu depinde de compoziţia scoarţei terestre, iar rolul proceselor de asimilaţie şi contaminare este minim în drumul magmei spre suprafaţă. Cauza varietăţii produselor se află în însăşi procesele ce au loc în magma parentală. În lumina acestor idei încercăm să explicăm realităţile din regiunea studiată, unde în cadrul aceluiaşi aliniament tectono-magmatic apar produse puternic diferenţiate (riolite şi andezite piroxenice), fără ca studiul petrochimic şi în special geochimic să ne permită sesizarea unor indicaţii privind contaminarea magmei parentale cu componenţii aparţinînd crustei sialice.

Această problemă ar putea fi elucidată prin studii privind Sr^{87}/Sr^{86} şi Rb^{87}, deoarece în fundamentul magmatitelor se află material de natură sialică. Conţinuturi anormale de Sr şi Rb ar reprezenta indicii în sprijinul acceptării unei contaminări.

Institutul Geologic al României

Prezența în regiune a suitei calcoalcaline riolit-dacit-andezit este rezultatul diferențierii magmei andezitice în bazinul parental, sau pe parcurs în vetre.

În acord cu schema prezentată de G o r ș k o v (1967) locul de formare a magmelor se plasează în mantaua superioară și anume în astenosferă, la diferite nivele; în cazul vulcanilor continentali, la adîncimi mai mari de 100 km (fig. 14).

În cadrul aliniamentelor tectono-vulcanice majore din regiune primele s-au pus în loc rocile acide (riolite, riodacite, dacite). Interesant este de remarcat faptul că aceste roci care reflectă procese de diferențiere mai avansată se plasează întotdeauna la extremitatea vestică a aliniamentelor (ex. riodacitul din Hudin, riolitul de la Parva, dacitul de la Sîngiorz-Băi).

Privite prin prisma controlului structural al petrogenezei aceste situații evidente ar putea sugera că amorsarea căii de acces s-a realizat de la vest la est. Alt argument în sprijinul acestei afirmații este abundența andezitelor și dioritelor piroxenice sau amfibolo-piroxenice în partea estică a aliniamentelor (ex. dioritul de Arsuri în Țibleș, andezitele și microdioritele cu piroxeni și hornblendă în Bîrgău).

4.5. *Considerații comparative.* Zona subvulcanică ocupă o poziție intermediară în lanțul eruptiv neozoic de la interiorul Carpaților Orientali. Este vorba nu numai de o situație geografică ci și de coincidența acesteia cu forma particulară — exclusiv subvulcanică — de manifestare a vulcanismului, determinată de un regim structogenic propriu acestei regiuni. Evidențierea acestei situații geologice complexe a fost favorizată de eroziune care a dezvelit nivelele profunde ale structurilor.

În literatura geologică se găsesc referiri care oglindesc preocupările cercetătorilor de a compara sub aspect petrografic, petrochimic și de vîrstă magmatitele zonei subvulcanice cu produse similare din celelalte unități de pe teritoriul României. Dintre acestea reținem concluziile la care ajunge R ă d u l e s c u (1963) privind caracterul petrochimic intermediar al produselor zonei subvulcanice, asemănarea sub același aspect între munții Bîrgău și munții Călimani. Ulterior, în cadrul unor considerații generale privind vulcanismul neozoic din România, R ă d u l e s c u și B o r c o ș (1968) încadrează magmatitele zonei subvulcanice la al doilea ciclu eruptiv, în special pe criterii petrochimice. Din examinarea poziției rocilor din regiune în diagrama Q A P rezultă că autorii pun sub semnul întrebării eventuala apartenență a unora la ciclurile I sau III.

Institutul Geologic al României

Datele de care dispunem şi pe care le considerăm reprezentative pentru întreaga regiune permit a se face următoarele observaţii care privesc atît teritoriul României cît şi alte regiuni cu vulcanism similar.

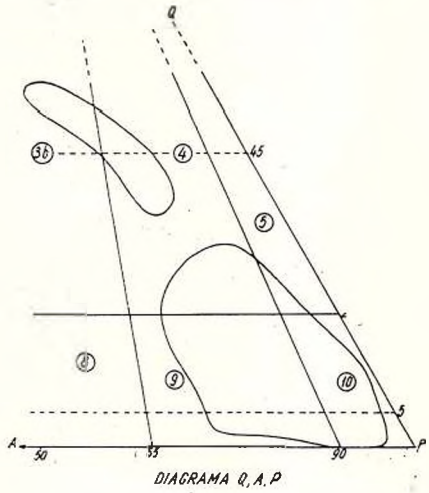


Fig. 7. — Diagrama Q A P pentru magmatitele zonei subvulcanice.
QAP diagram for subvolcanic magmatites.

Prin poziţia în diagrama Q A P (fig. 7) cîmpul general al magmelor din zona subvulcanică indică o poziţie intermediară între unităţile Oaş-Gutîi şi Metaliferi pe de o parte şi Călimani-Gurghiu-Harghita pe de altă

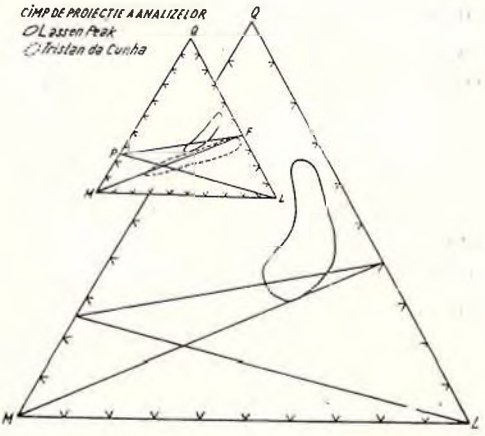


Fig. 8. — Diagrama Q L M pentru magmatitele zonei subvulcanice
QLM diagram for subvolcanic magmatites.

parte. Atrage atenţia poziţia diferită faţă de unităţile Oaş-Gutîi şi Metaliferi a cîmpului magmelor acide.

În diagrama Q L M (fig. 8) cîmpul general al magmelor prezintă o alură similară celui al magmelor neozoice din România (R ă d u l e s c u,

Institutul Geologic al României

1961) (fig. 9). Notăm de asemenea, alura și poziția similară a cîmpului calcoalcalin clasic din regiunea Lassen Peak.

Rezultă din cele arătate evidenta consanguinitate a magmelor calcoalcaline din zona subvulcanică, cu a celorlalte unități vulcanice neozoice

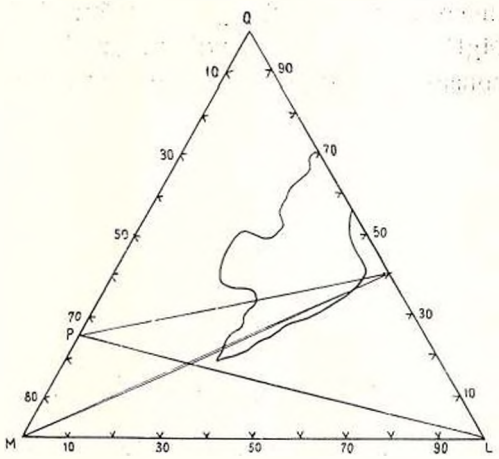


Fig. 9. — Diagrama Q L M pentru vulcanitele neozoice din România (după D. Rădulescu, 1961).
QLM diagram for Neozoic volcanites from Romania (according to D. Rădulescu, 1961).

din România. Aceste remarci de ordin general pot fi extinse asupra magmelor calcoalcaline din Carpați (Karolus, 1965); diagrama Q L M (fig. 10) ilustrează circumscrierea celor două cîmpuri de magmă.

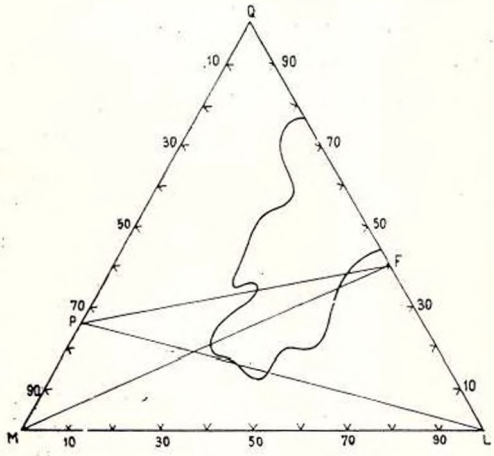


Fig. 10. — Diagrama Q L M pentru vulcanitele neozoice din Carpați (după K. Karolus, 1965).
QLM diagram for Neozoic volcanites from the Carpathians (according to K. Karolus, 1965).

Pentru a compara seria magmelor calcoalcaline din teritoriu cu alte regiuni am utilizat de asemenea reprezentarea triunghiulară adoptată de Nockolds și Allen (1952, 1953, 1954).

Institutul Geologic al României

Studiul comparativ arată în primul rînd o corespondenţă generală între zona subvulcanică, Munţii Metaliferi şi lanţul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita (reprezentat prin munţii Călimani. (fig. 11).

Dacă luăm curba reprezentativă a zonei subvulcanice drept termen de comparaţie (fig. 11), observăm că alura şi poziţia ei în triunghiul FeO—MgO—alcalii este asemănătoare în diagramele celor trei regiuni, vădind consanguinitatea produselor eruptive (fig. 11, a, b, c).

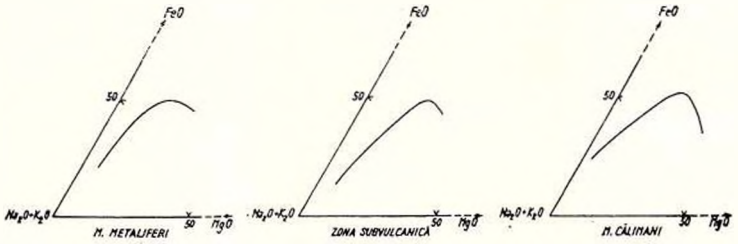


Fig. 11. — Diagrame $FeO-MgO-Na_2O+K_2O$.
a, Munţii Metaliferi; b, zona subvulcanică; c, M. Călimani.
$FeO-MgO-Na_2O+K_2O$ diagrams.
a, Metalliferous Mountains; b, subvolcanic zone; c, Călimani Mts.

Examinată în detaliu situaţia apare însă puţin diferită îndeosebi în ceea ce priveşte zona subvulcanică şi munţii Călimani. Pentru această din urmă regiune curba reprezentativă are concavitatea mai pronunţată ca urmare a tendinţei de a se extinde în domeniul FeO—MgO. Această situaţie se explică prin prezenţa unui volum important de produse eruptive de compoziţia andezitului cu piroxeni şi a andezitului bazaltic. Pe de altă parte rocile bogate în alcalii sînt mai bine reprezentate în zona subvulcanică ceea ce determină extinderea curbei spre colţul stîng al diagramei.

Curba reprezentativă a Munţilor Metaliferi ocupă o poziţie mai apropiată de zona subvulcanică.

Un sens de diferenţiere asemănător şi o poziţie apropiată a curbei reprezentative în diagrama Fe—Mg—(K + Na) se remarcă în cazul comparării rocilor din regiune cu seriile calcoalcaline clasice Lassen Peak, Sierra Nevada şi Crater Lake (fig. 12) după N o c k o l d s şi A l l e n (1958), precum şi cu seria vulcanului Amagi din Japonia (fig. 13) după K u n o (1968).

Institutul Geologic al României

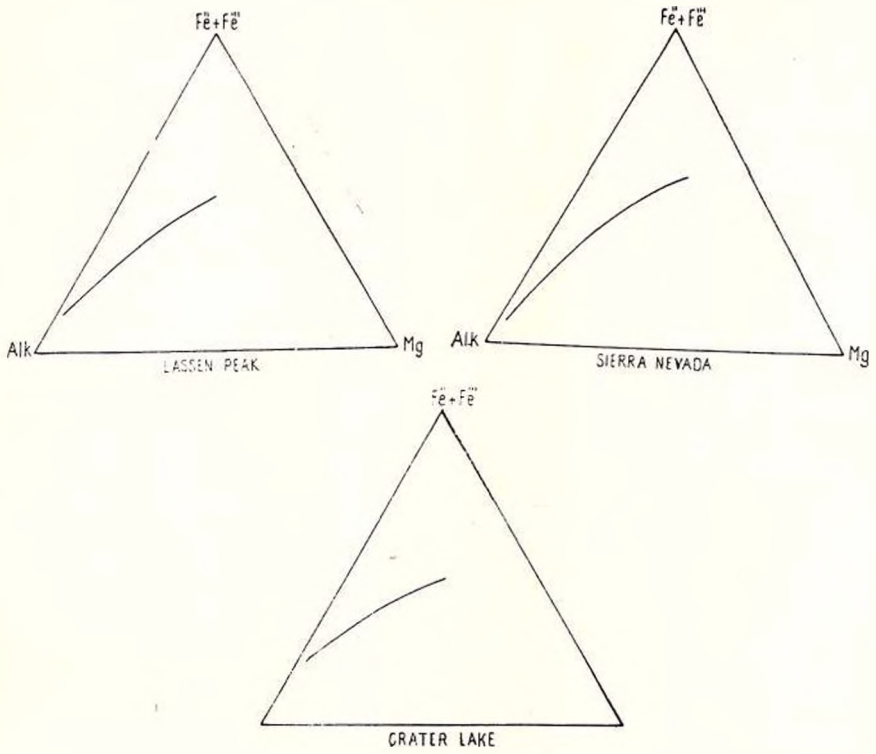


Fig. 12. — Diagrame Fe''+Fe'''—Mg—Alk, pentru seriile vulcanice Lassen Peak (a), Sierra Nevada (b), Crater Lake (c); (după S. R. Nockolds și R. Allen, 1958).

Fe'' +Fe''' — Mg—Alk, diagrams for volcanic series Lassen Peak (a), Sierra Nevada (b), Crater Lake (c); (according to S. R. Nockolds and R. Allen, 1958).

4.6. *Distribuția elementelor minore.* Studiul distribuției elementelor minore în magmatitele zonei subvulcanice are la bază un număr de 40 analize spectrale prin care au fost determinate următoarele elemente: Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Cr, V, Sr, Ba.

Acestea reprezintă primul fond de date analitice de elemente minore care privesc rocile eruptive din zona subvulcanică neogenă a Carpaților Orientali, deoarece studiile geochimice efectuate pînă acum în regiunile Țibleș și Toroiaga au urmărit în exclusivitate mineralizația (Stiopol, 1962; Steclaci, 1962).

Institutul Geologic al României

Menționăm de asemenea că cercetările efectuate pînă în prezent cu privire la distribuția elementelor minore în vulcanitele neozoice din Carpații Orientali se referă în exclusivitate la zona Oaș-Gutîi (G i u ș c ă,

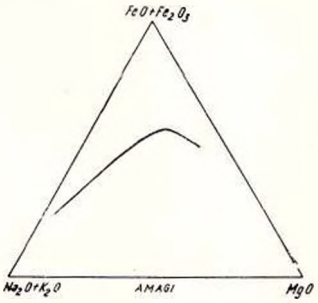


Fig. 13. — Diagrama $FeO + Fe_2O_3$ — — $MgO - Na_2O + K_2O$ pentru seria vulcanului Amagi din Japonia (după H. K u n o, 1968).
$FeO + Fe_2O_3 - MgO - Na_2O + K_2O$ diagram for the Amagi volcano from Japan (according to H. K u n o, 1968).

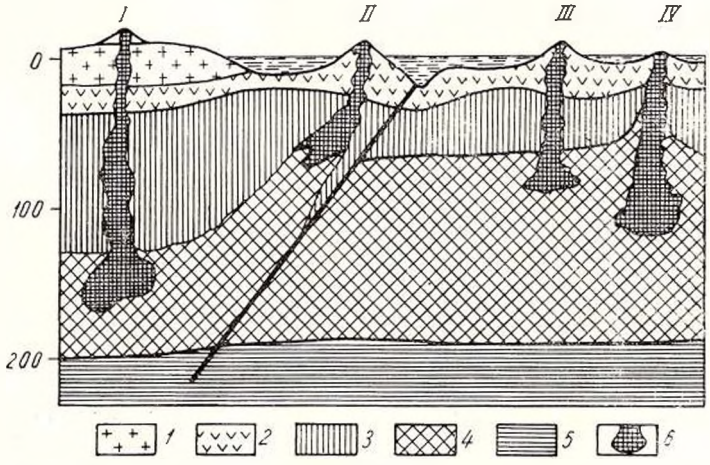


Fig. 14. — Secțiune ipotetică prin diferite tipuri de regiuni magmatice (după G. S. G o r ș k o v, 1967).

I — vulcanii continentali; II — vulcanii arcurilor insulare; III — vulcanii oceanici; IV — vulcanii crestelor din centrul oceanelor.

1, „pătura granitică"; 2, „pătura bazaltică"; 3, părțile subcrustale ale mantalei; 4, pătura astenosferică (pătura Gutenberg); 5, pătura de subastenosferă aparținînd mantalei; 6, regiunile de formare ale magmelor și canalele de alimentare ale vulcanilor.

Hypothetical profile accross different volcanic areas.

I Continental volcanoes. II Island arcs. III. Oceanic volcanoes. IV Mid-oceanic ridges. 1, „granitic" layer; 2, „basaltic" layer; 3, subcrustal parts of mantle; 4, asthenosphere layer (Gutenberg's Zone); 5, subasthenosphere layer; 6, zones of magma generation and volcanic chimney.

I o n e s c u, 1965; I a n o v i c i et al., 1968) sau lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita (S a v u l et al., 1956; S o c o l e s c u et al.,

Institutul Geologic al României

1963; Rădulescu, Stiopol, 1964; Ianovici et al., 1968; Peltz et al.)[15].

Materialul a fost analizat în totalitate de Constanța Udrescu în 1969. Acesta este constituit din roci proaspete, neafectate de procese de transformare hidrotermală sau cu caracter exogen.

Au fost analizate toate tipurile de roci identificate în munții Țibleș, Rodna și Bîrgău (tab. 17). De asemenea s-a urmărit cuprinderea tuturor masivelor sau a corpurilor importante. Sub acest aspect, se poate considera că cele 40 analize sînt reprezentative pentru magmatitele din regiunile Țibleș și Bîrgău (tab. 18). Pentru a cuprinde întreaga zonă subvulcanică va trebui ca în viitor fondul de date să fie completat cu cele privind masivul Toroiaga în totalitatea sa, precum și din corpurile izolate situate în sud-estul munților Bîrgău (zona Miroslava-Colibița-Poiana Negrii).

Înscrierea datelor analitice în tabel s-a făcut pe regiuni în cadrul fiecărui grup, de la rocile bazice la cele acide (tab. 17), ca și pentru analizele chimice.

Elementele minore au fost dozate pe grupe, în funcție de volatilitatea lor în arcul voltaic și de domeniul de lungimi de undă în care au liniile spectrale caracteristice.

Pb, Cu, Ga, elemente din grupa volatilelor au fost determinate la spectrograful cu rețea de difracție PGS-2, utilizînd ca sursă de excitare a spectrelor generatorul de arc de curent continuu. Curentul de arc s-a menținut la 7A, iar timpul de expunere a fost de 90 sec.

Zn a fost dozat separat, în arc de curent alternativ la amperaj ridicat (12 A) și timp de expunere foarte scurt (45 sec.) pentru a evita apariția intensă a liniilor de calciu, care situate aproape de cea a Zn, pot introduce erori.

Ni, Cr, V, elemente cu volatilitate redusă au fost determinate cu ajutorul spectrografului Q-24 în arc de curent continuu, la 10 A, timpul de expunere fiind de cca 2'30'' — timp în care proba s-a volatilizat complet.

Sr, Ba, elemente cu proprietăți de volatilizare asemănătoare și linii analitice apropiate în spectru, au fost dozate la spectrograful PGS-2 în arc de curent continuu la 10 A, ardere completă.

Pentru toate elementele, cu excepția Sr și Ba, au fost folosite etaloane preparate într-o bază de granit natural ale cărui conținuturi de elemente minore sînt cunoscute prin determinări chimice și determinări spectrale (metoda adausurilor).

Pentru Sr și Ba s-au utilizat etaloane preparate dintr-o bază sintetică de compoziție asemănătoare rocilor intermediare.

Substanțele tampon utilizate au fost : praf de cărbune spectral pur pentru determinarea Pb, Cu, Ga, Zn, amestec de NaCl și cărbune pentru Ni, Cr, V și amestec de $CaCO_3$ și praf de cărbune pentru Sr și Ba.

Curbele de etalonare au fost trasate în coordonatele log. I — log. C, I fiind intensitatea liniilor spectrale, iar C — concentrația. Probele au fost înregistrate în triplu. Deviația standard a metodei este de cca $\pm 10-15\%$.

[15] *Op. cit.* pct. 9.

Institutul Geologic al României

TABELUL 17

Analizele spectrale ale rocilor eruptive din zona subvulcanică

Nr. crt.		Nr. probei	Tipul de rocă	Localizare	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Cr	V	Sr	Ba
					p.p.m.								
1	A	71	Andezit cu hornblendă	Valea Cislei	18	34	50	25	5	6	72	400	775
2		64	Andezit cu hornblendă şi biotit	Valea Secului	20	26	50	28	6,5	15	100	350	730
3		67	Andezit cu hornblendă şi biotit	Valea Secului	25	29	46	30	14	66	110	460	710
4		68	Andezit cu hornblendă şi biotit	Valea Cislei	22	6	58	27	7	8	80	480	925
5	B	56	Diorit cu piroxeni	Vîrful Arsuri	13	105	52	23	48	90	105	230	320
6		79	Diorit cuarţifer	Vîrful Stegioara	12	62	52	29	7	12	160	230	370
7		60	Microdiorit cu hornblendă	Vîrful Branul	22	130	60	30	7	10	135	380	420
8		80	Andezit cu piroxeni	Vîrful Arcer	34	87	63	30	22	43	170	530	380
9		78	Andezit cu piroxeni şi hornblendă	Vîrful Groapa	24	85	66	23	11	<5	82	250	360
10		61	Andezit cu piroxeni şi hornblendă	Vîrful Branul	28	60	52	24	29	47	210	280	400
11		77	Andezit cuarţifer	Vîrful Tomnatec	24	15	40	20	<5	<5	13	200	475
12		75	Andezit cuarţifer	Vîrful Grohot	15	6	75	22	<5	<5	50	220	550
13		72	Riodacit	Valea Arieş	32	25	46	22	<5	<5	22	170	500
14	C	034V	Microdiorit cu hornblendă şi piroxeni	Ilva Mare	20	52	40	24	22	90	105	230	320
15		035 V	Microdiorit cu hornblendă şi piroxeni	Ilva Mare	76	145	100	22	16	20	220	340	660
16		032 V	Microdiorit cu hornblendă şi piroxeni	Ilva Mare	15	122	70	25	11	11	200	400	700
17		036 V	Andezit cu piroxeni	Ilva Mare	29	55	70	22	14	11	175	540	580
18		033 V	Andezit cu piroxeni	Ilva Mare	14	270	46	25	14	11	170	290	450
19		97	Andezit cu hornblendă	Valea Cormaia	5	65	58	17	17	60	150	380	125
20		90	Andezit cu hornblendă	Valea Vinului	18	48	58	25	10	8	120	330	630
21		84	Andezit cu hornblendă	Valea Cornii	42	13	48	28	5	10	75	600	950
22		83	Andezit cu hornblendă	Valea Cornii	28	72	60	23	10	11	125	570	540
23		82	Andezit cu hornblendă	Valea Cîrţibava	27	32	68	22	8	12	110	480	765

Institutul Geologic al României

24		103	Andezit cu hornblendă şi biotit	Măgura Rodnei	28	30	50	25	7	11	132	375	660
25		88	Andezit cu hornblendă şi biotit	Valea Vinului	22	39	54	23	12	26	105	570	960
26		85	Andezit cu hornblendă şi biotit	Valea Cornii	19	78	56	24	20	28	155	630	470
27		102	Dacit	Valea Măgura	16	6	28	22	<5	<5	20	350	520
28		038 V	Dacit	Ilva Mare	8	18	44	23	<5	<5	53	350	420
29		037 V	Dacit	Ilva Mare	14	53	84	24	7	15	65	260	290
30		113	Riolit	Parva	42	13	50	23	<5	<5	12	200	585
31		98	Riolit	Valea Cormaia	32	20	65	23	<5	<5	21	210	510
32	D	31p	Microdiorit cu piroxeni	Valea Tihuţa	14	28	77	27	10	9	85	160	280
33		108	Microdiorit cu hornblendă	Valea Strîmba	34	60	65	25	15	27	80	300	240
34		36p	Microdiorit cu hornblendă	Heniu	5	66	98	25	23	25	150	270	230
34		32p	Microdiorit cu hornblendă	Valea Tihuţa	11	43	88	23	16	15	200	340	180
36		91	Andezit cu hornblendă şi piroxeni	Valea Leşului	26	52	63	24	11	15	95	650	720
37		96	Andezit cu hornblendă	Pîrîul Leşcior	11	58	82	24	8	8	85	290	260
38		37p	Andezit cu hornblendă	Vîrful Heniu	8	23	50	23	11	11	90	230	250
39		35p	Andezit cu hornblendă	Valea Tihuţa	11	40	93	23	8,5	<5	175	380	330
40		34p	Andezit cu hornblendă	Valea Tihuţa	9	26	57	26	7,5	7	60	240	240

A: Toroioga
B: Ţibleş
C: Bîrgău Nord-Rodna
D: Bîrgău Sud

Institutul Geologic al României

TABELUL 18

Apartenența rocilor analizate spectral la grupuri subvulcanice și tipuri petrografice

Nr. crt.	Tipul petrografic	Total	Toroiaga	Țibleș-Hudin	Rodna-Bîrgău nord	Bîrgău -sud
1	Riolit	2	—	—	2	—
2	Riodacit	1	—	1	—	—
3	Dacit	3	—	—	3	—
4	Andezit cuarțifer	2	—	2	—	—
5	Andezit cu hornblendă	10	1	—	5	4
6	Andezit cu hornblendă și biotit	6	3	—	3	—
7	Andezit cu hornblendă și piroxeni; andezit cu piroxeni și hornblendă	3	—	2	—	1
8	Andezit cu piroxeni	3	—	1	2	—
9	Microdiorit cu hornblendă	4	—	1	—	3
10	Microdiorit cu piroxeni și hornblendă	3	—	—	3	—
11	Diorit cuarțifer	1	—	1	—	—
12	Diorit, microdiorit piroxenic	2	—	1	—	1
	TOTAL	40	4	9	18	9

4.6.1. *Conținutul în elemente minore.* Un prim obiectiv al cercetărilor în acest domeniu este de a examina în ce măsură tipurile separate petrografic sînt confirmate și de conținutul lor diferit în elemente minore. De asemenea, ne propunem sesizarea eventualelor deosebiri în cadrul aceluiași tip petrografic, în funcție de apartenența sa la un anumit grup sau corp subvulcanic.

Examinarea detaliată și comparativă a datelor astfel grupate, indică un acord deplin cu rezultatele la care am ajuns în urma cercetărilor petrografice și petrochimice. Mai mult, investigarea modului în care se comportă elementele minore dozate în seria magmatitelor subvulcanice, a permis chiar adîncirea unor observații anterioare, completînd imaginea pe care o aveam în ceea ce privește diferențierea produselor.

În domeniul rocilor acide este evidentă deosebirea între riolite, riodacite pe de o parte și dacite, pe de altă parte, mai ales pentru Pb, Cu, V. Merită a fi subliniat faptul că și în ceea ce privește conținutul în elemente minore andezitul cuarțifer din vîrful Tomnatec se încadrează la rocile acide.

Andezitele cu hornblendă se caracterizează printr-un domeniu larg de variație a conținuturilor; aceasta și datorită faptului că datele de care dispunem provin de la diferitele grupuri și corpuri subvulcanice.

Institutul Geologic al României

Comparativ cu rocile acide sînt evidente conținuturi mai ridicate de Ni, Cr, V.

Un diapazon larg al conținuturilor se remarcă și la andezitele cu hornblendă și biotit, fără a se putea reține valori deosebite față de cele ale andezitului cu hornblendă.

În schimb, la andezitele și dioritele piroxenice deosebirea este evidentă prin conținuturile de V și oarecum cele de Zn.

Din examinarea comparativă efectuată rezultă existența unor deosebiri între rocile acide și cele intermediare; în cazul rocilor andezitice se pot sesiza deosebiri între andezitele amfibolice și cele piroxenice, precum și între acestea și corespondenții lor în familia dioritelor.

În toate cazurile, pentru același tip petrografic în limitele caracteristice de conținut, se observă valori diferite, uneori anormale, ca urmare a apartenenței la grupuri și corpuri subvulcanice diferite.

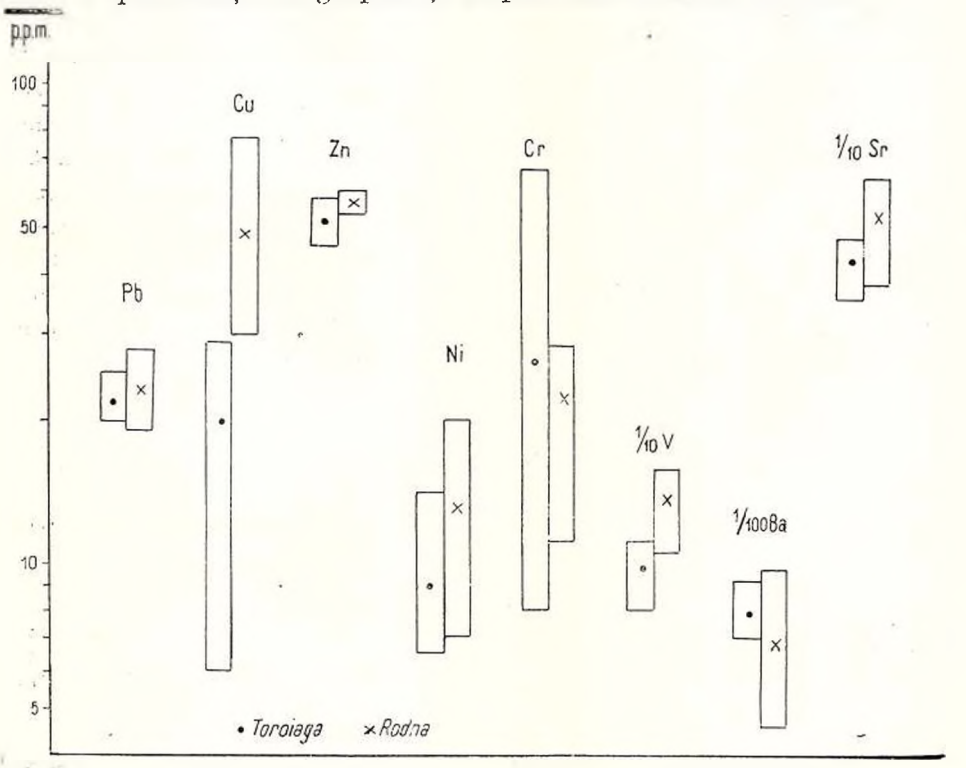


Fig. 15. — Compararea conținuturilor de elemente minore în andezitele cu hornblendă și biotit din Toroiaga și Rodna.

Comparison of trace element contents in the Toroiaga and Rodna andesites bearing hornblende and biotite.

Institutul Geologic al României

Pentru exemplificare luăm cazul andezitului cu hornblendă şi biotit, petrotip reprezentativ pentru masivul Toroiaga şi corpurile din sudul munţilor Rodna.

În figura 15 sînt redate intervalele de conţinut şi mediile aritmetice. Din examinarea graficelor se observă că, cu excepţia Cu ale cărui intervale de concentraţie sînt total deosebite, celelalte elemente nu prezintă domenii sensibil diferite.

Conţinuturile medii uşor mai scăzute de Ni, V, Sr, Cu şi mai ridicate de Ba în andezitul cu hornblendă şi biotit din Toroiaga, acuză o aciditate mai pronunţată în comparaţie cu andezitul corespunzător din sudul munţilor Rodna.

În cadrul aceluiaşi obiectiv, pe linia aprofundării rezultatelor obţinute, atenţia noastră s-a îndreptat spre examinarea modului în care se comportă fiecare dintre elementele dozate în seria magmatitelor subvulcanice din regiune.

Cu scopul de a reda sugestiv datele analitice, în figurile 16, 17, 18 sînt prezentate domeniile de variaţie şi mediile aritmetice ale Pb, Cu, Zn, Ni, Cr, V, Sr şi Ba pentru fiecare tip petrografic în parte. Curbele au fost trasate prin mediile aritmetice. Deşi mediile aritmetice nu pot fi reprezentative din cauza numărului redus de determinări, în general, conţinuturile medii ale elementelor minore au un sens normal de variaţie în tipurile petrografice analizate. Pentru compararea datelor noastre cu cele din literatură, în tabelul 19 sînt prezentate datele asupra conţinuturilor medii de elemente minore în rocile acide, intermediare şi bazice după tabelul întocmit de Kraft şi Schindler (1961).

TABELUL 19

Conţinuturile medii în rocile magmatice (după Kraft şi Schindler, 1961)

	Pb	Cu	Zn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sr	Ba
	p.p.m.									
Roci bazice	6	87	105	17	130	48	170	250	465	330
Roci intermediare	15	30	60	17	15	7	22	88	440	420
Roci acide	19	10	39	17	4,5	1	4,1	44	100	840

Diagramele astfel construite ilustrează următoarele particularităţi în comportarea elementelor minore.

Plumbul al cărui sens de variaţie normal este de descreştere de la rocile acide spre cele bazice, prezintă în cazul nostru oscilaţii, iar conţi-

Institutul Geologic al României

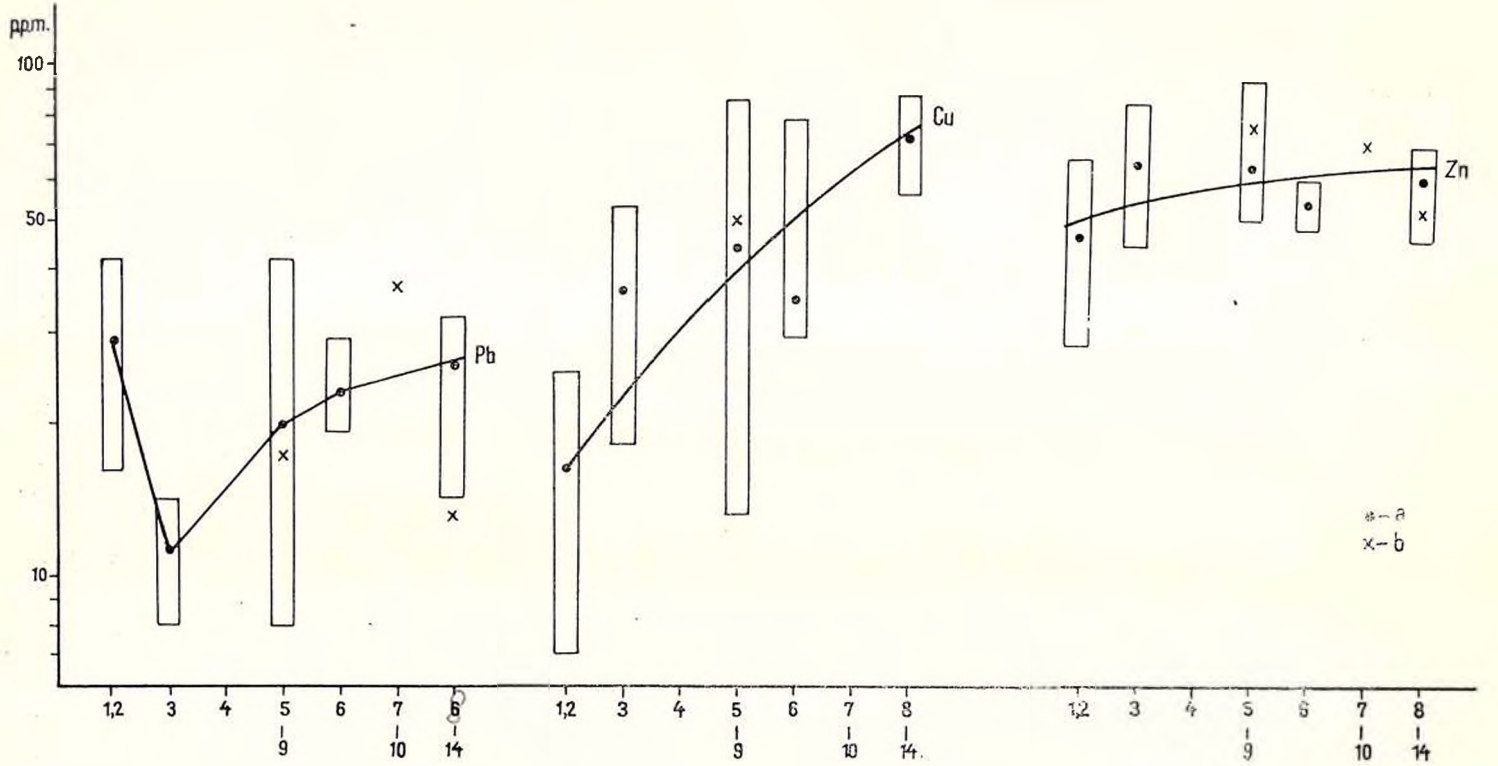


Fig. 16. — Diagrame de variaţie ale conţinuturilor medii de Pb, Cu, Zn.

a, media aritmetică a riolitelor şi riodacitelor, dacitelor, andezitelor; b, media aritmetică a dioritelor şi microdioritelor. 2, 3,... 14, reprezintă tipul petrografic conform tabelului 2.

Variation diagrams of Pb, Cu, Zn average contents.

a, arithmetical mean of rhyolites and rhyodacites, dacites, andesites; b, arithmetical mean of diorites and microdiorites. 1, 2, 3 ... 14 represent the petrographical type according to Table 12.

Institutul Geologic al României

nuturile medii nu corespund valorilor prezentate în literatură pentru rocile acide și pentru andezite, valorile noastre fiind mai mari pentru toate tipurile de roci.

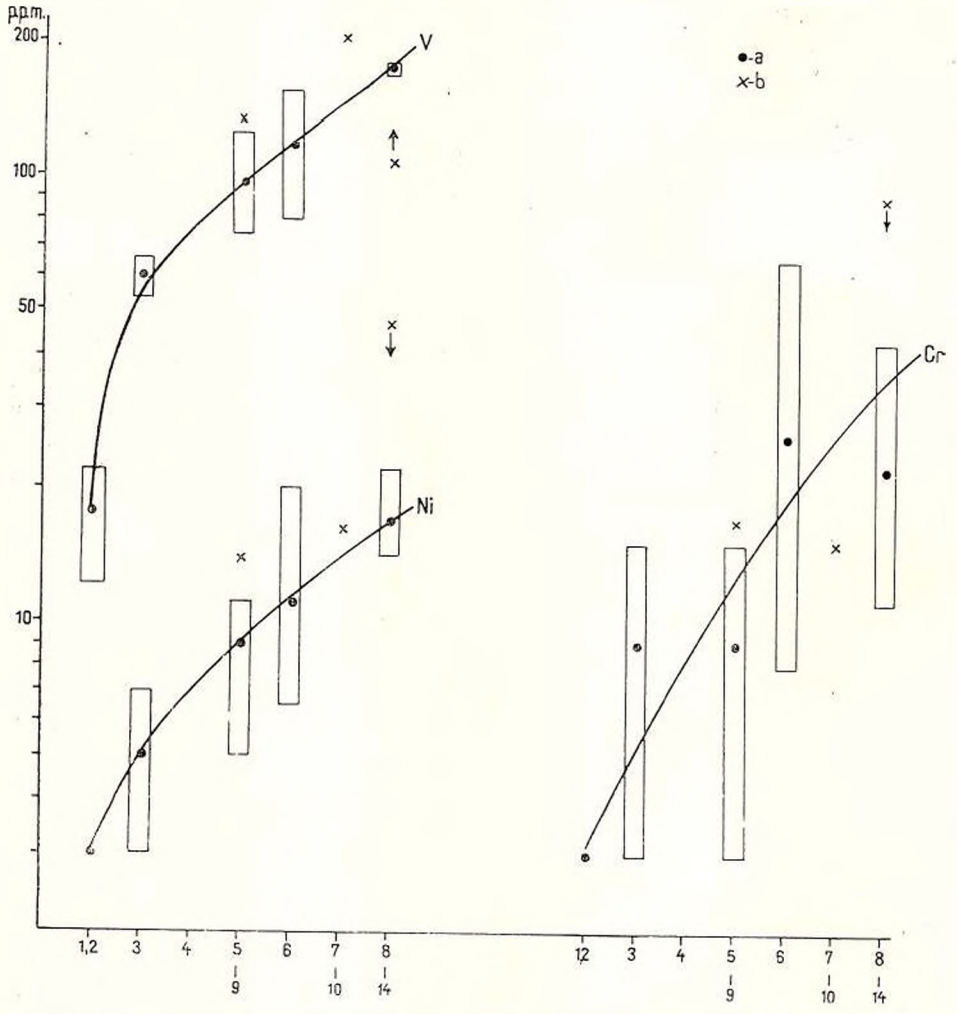


Fig. 17. — Diagrame de variație ale conținuturilor medii de V, Ni, Cr (explicații ca la fig. 16).

Variation diagrams of V, Ni, Cr average contents (explanations as for Fig. 16).

Cuprul are un sens normal de creștere de la tipurile petrografice mai acide (conținutul mediu de 16 ppm) la andezitele cu piroxeni (71 ppm). Tipurile intermediare prezintă conținuturi medii oscilante între 34 ppm și 44 ppm. Valorile medii corespund în general datelor din literatură.

Institutul Geologic al României

Curba de variație a zincului prezintă o creștere ușoară în sensul diferențierii, valorile medii fiind de 46 ppm în rocile acide și 60 ppm în andezitele cu piroxeni.

Nichelul, vanadiul și cromul, elemente care înlocuiesc izomorf Fe și Mg în rețeaua mineralelor, prezintă o creștere evidentă de la tipurile acide spre cele bazice, o dată cu creșterea elementelor majore cu care se asociază geochimic.

De la conținuturi sub limita de detecție în riolite și riodacite, conținutul mediu de Ni crește treptat cu tipurile intermediare (5 ppm în dacite, 9 ppm în andezitele cu hornblendă, 11 ppm în andezitele cu hornblendă și biotit), pînă la 17 ppm în andezitele cu piroxeni.

Conținuturile medii de vanadiu se înscriu pe o curbă puternic ascendentă de la tipurile mai acide spre cele mai bazice, între tipurile extreme existînd diferențe de un ordin de mărime (17,5 ppm în riolite și riodacite și 172 ppm în andezitele cu piroxeni). Celelalte tipuri se situează la conținuturi medii intermediare. Atît pentru Ni cît și pentru V se constată domenii strînse de variație în cadrul fiecărui tip petrografic analizat.

Cromul prezintă domenii foarte largi de variație pentru fiecare tip, totuși se poate trasa o curbă ascendentă printre conținuturile medii. Această comportare mai dezordonată a Cr în rocile andezitice a fost remarcată și în cazul rocilor similare din lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita (U d r e s c u, 1965; P e l t z et al.) [13].

Curba conținuturilor medii de stronțiu are o alură ușor ascendentă de la 225 ppm în riolite și riodacite, la 470 ppm, respectiv 440 ppm în andezitele cu hornblendă și biotit și andezitele cu piroxeni. Această comportare a sa este normală, Sr înlocuind izomorf mai ales Ca (Sr : ri = 1,27; Ca : ri = 1,06), element al cărui conținut crește spre tipurile mai bazice.

Conținuturile medii de bariu prezintă oscilații de-a lungul tipurilor petrografice. Se remarcă însă valori ridicate de bariu în toate andezitele cu hornblendă și biotit, probabil asociat acestui din urmă mineral.

Galiul se menține la valori foarte apropiate în toate tipurile de roci analizate: de aceea nu a fost reprezentat grafic. Raportul $Ga \times 10^3/Al$ oscilează între 0,23 și 0,28 (tab. 20).

În figurile 15, 16 au fost proiectate și mediile aritmetice ale dioritelor și microdioritelor. În general ele se plasează deasupra celor ale andezitelor pentru Cu, Ni, V, Cr indicînd caracterul mai bazic al rocilor dioritice.

[13] *Op. cit.* pct. 9.

Institutul Geologic al României

Această constatare a studiului geochimic este în deplin acord cu remarca pe care am făcut-o în acest sens într-un capitol anterior.

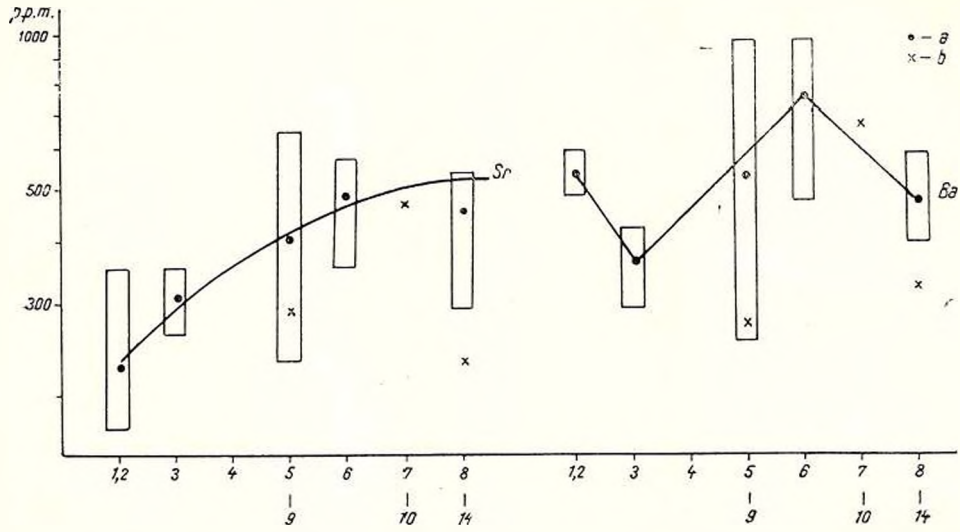


Fig. 18. — Diagrame de variație ale conținuturilor medii de Sr și Ba (explicații ca la fig. 16).

Variation diagrams of Sr and Ba average contents (explanations as for fig. 16)

TABELUL 20

Valorile rapoartelor și ale indicelui de diferențiere Nockolds

Nr. crt.	Nr. probei	$\frac{Ga \times 10^3}{Al}$	$\frac{V \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Cr \times 10^3}{Fe_{tot}}$	$\frac{Cr}{Ni}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Sr \times 10^2}{Ca}$	$\frac{Ba \times 10^2}{K}$	$\frac{(1/3Si + K) -}{(Ca+Mg)}$
1	113	0,28	1,28					2,06	2,10	+ 12,91
2	72	0,25	1,48					1,10	2.62	+ 11.07
3	98	0,27	1,94					1,03	3,09	+ 10,11
4	77	0,23	0,83					0,92	2,51	+ 9,86
5	71	0,27	2,14	0,13	0,18	1,20	0,08	1,16	3,40	+ 7,36
6	88	0,25	2,73	0,31	0,68	2,17	02,5	1,80	3,76	+ 7,03
7	78	0,24	1,95	0,26	—	—	—	0,60	2,07	+ 5.76
8	103	0,27	3,24	0,17	0,27	1,57	0,08	0,67	3,27	+ 4,75
9	90	0,25	2,77	0,23	0,18	0,80	0,07	0,70	3,99	+ 4.30
10	82	0,23	2,60	0,17	0,28	1,50	0,11	1,00	4,27	+ 4,24
11	31P	0,27	1,73	0,20	0,18	0,90	0,11	0,39	2,64	+ 4,16
12	61	0,26	4,00	0,55	0,89	1,02	0,22	0,54	2,08	+ 2,97
13	035 V	0,22	4,15	0,30	0,38	1,25	0,07	0,60	4.07	+ 1,60
14	36 P	0,25	2,80	0,43	0,47	1,09	0,17	0,48	4,11	+ 1,37
15	032 V	0,27	3,50	0,19	0,19	1,00	0,05	0,68	4,67	+ 1,16

Institutul Geologic al României

Reținem fără a putea explica în prezent în mod satisfăcător această deosebire — evidențiată de date petrochimice și geochimice — între roci andezitice și dioritice cu aceeași compoziție mineralogică.

4.6.2. *Variația elementelor minore și diferențierea.* Din cele prezentate în subcapitolul anterior a rezultat că există deosebiri în privința conținuturilor elementelor minore, în funcție de apartenența la diferite grupuri sau corpuri subvulcanice, dar și în cadrul aceluiași tip. În vederea urmăririi acestor variații, pentru rocile la care am dispus de analize chimice totale au fost proiectate valorile elementelor minore pe diagrame având în abscisă indicele de diferențiere N o c k o l d s (13 si + K) — — (Ca + Mg). Pentru a avea o imagine completă în diagrame au fost proiectate grupat elementele minore și cele majore asociate.

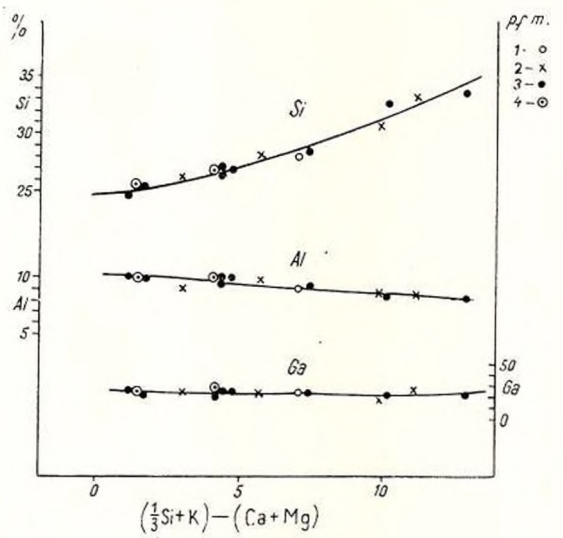


Fig. 19. — Diagramele de variație ale Si, Al, Ga.
1, Toroiaga; 2, Tibleș-Hudin; 3, Rodna-Bîrgău nord; 4, Bîrgău sud.
Si, Al, Ga variation diagrams.
1, Toroiaga; 2, Tibleș-Hudin; 3, Rodna-North Bîrgău; 4, South-Bîrgău.

Din examinarea figurilor 19 și 20 rezultă că în general elementele la care ne referim urmează un sens normal de variație, prezentînd scăderi de la rocile bazice la cele acide.

În special, se remarcă prin alura sa curba de variație a V, apoi cele ale Cr, Ni, Sr.

Institutul Geologic al României

Într-o poziţie aparte faţă de curba reprezentativă a Cr, Ni, V, se proiectează andezitul cu piroxeni şi hornblendă de Ţibleş (vîrful Branu) şi andezitul cu hornblendă şi biotit din valea Vinului (Rodna). Aceste situaţii sugerează o îmbogăţire în Cr, Ni, V a magmei andezitice în vatră.

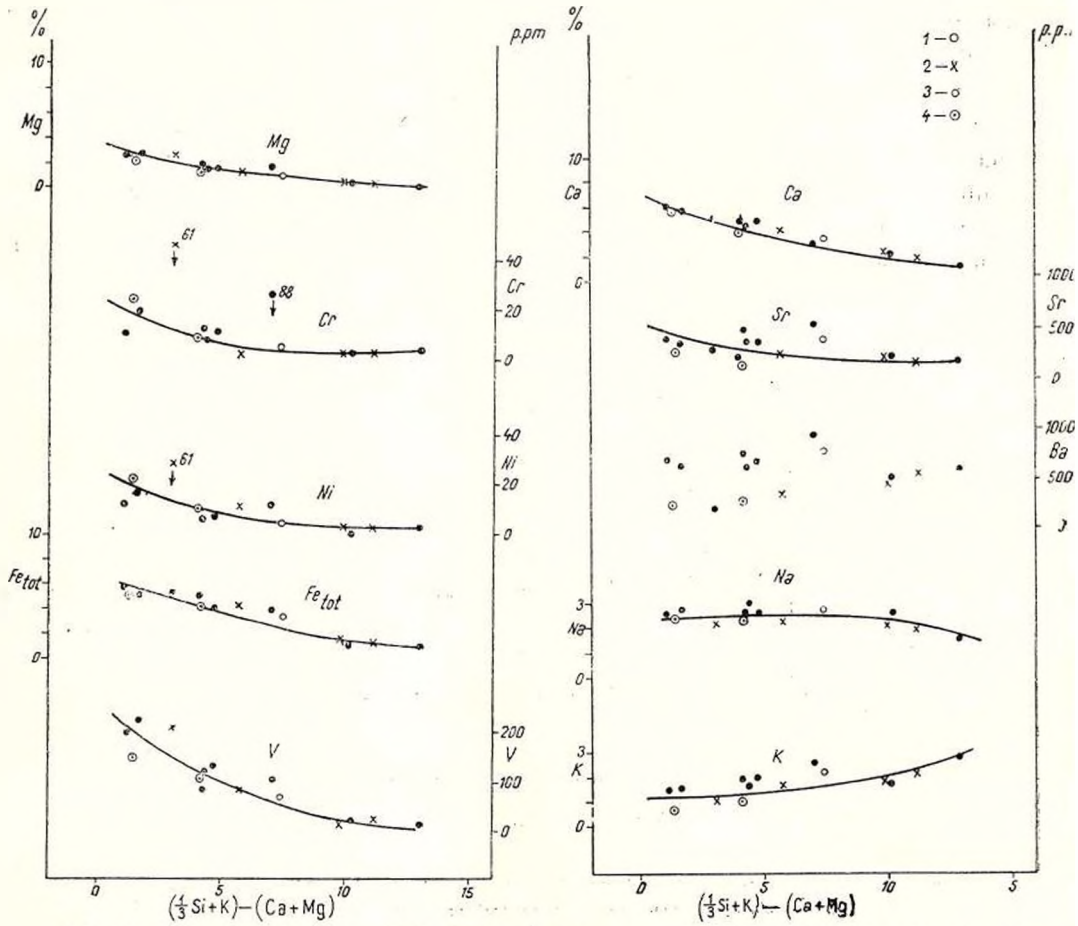


Fig. 20. — Diagramele de variaţie ale Mg, Fe_{tot}, Ni, Cr, V şi Ca, Na, K, Sr, Ba (explicaţii ca la fig. 19).

Mg, Fe_{total}, Ni, Cr, V, and Ca, Na, K, Sr, Ba variation diagrams (explanations as for Fig. 19).

Este interesant de remarcat faptul că acest proces este evidenţiat în cazul andezitului de Ţibleş care în acord cu P a v e l e s c u (1952) reprezintă magma parentală din care prin diferenţiere au rezultat celelalte produse care constituie masivul Ţibleş.

Institutul Geologic al României

Diagramele de diferențiere ale rocilor eruptive din zona subvulcanică sînt asemănătoare celor din regiunile calcoalcaline clasice Medecin Lake, Crater Lake și Lassen Peak. Aceste constatări completează pe cele prilejuite de compararea diagramelor QLM și FeO—MgO—alcalii (fig. 8, 9, 10 și 11, 12, 13).

Diagrama Si—Al—Ga (fig. 19) din zona subvulcanică este foarte asemănătoare celor de la Medecin Lake și Crater Lake iar diagramele Mg—Cr—Ni—Fe tot.—V și Ca—Sr—Na—K (fig. 20) sînt asemănătoare

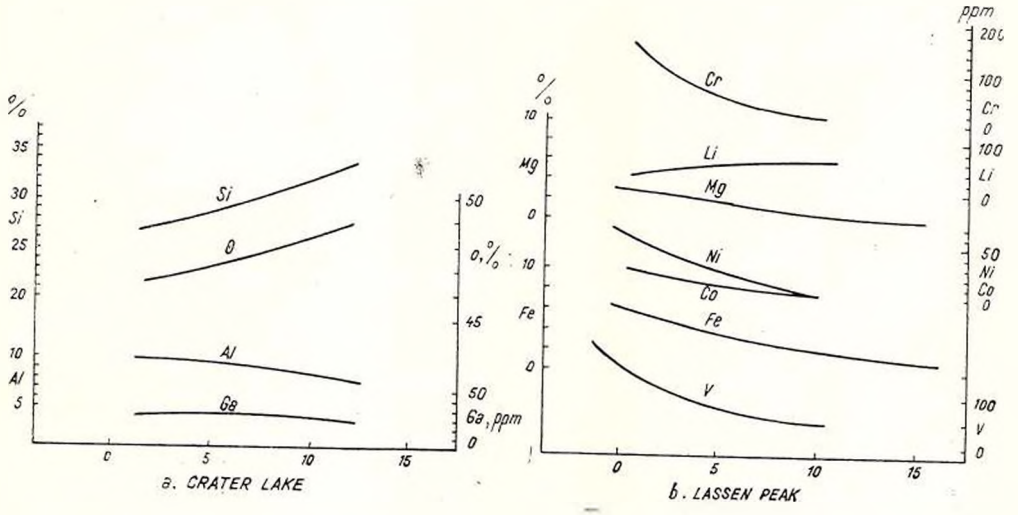


Fig. 21. — a, Diagrame de variație ale Si, O, Al, Ga din regiunea Crater Lake; b, diagrame de variație ale Cr, Li, Mg, Ni, Co, Fe, V din regiunea Lassen—Peak (după S. R. Nockolds și R. Allen, 1958).

Si, Al, Ga variation diagrams from the Crater Lake region; b, Cr, Li, Mg, Ni, Co, Fe, V variation diagrams of the Lassen-Peak region (according to S. R. Nockolds and R. Allen, 1958).

celor din regiunea Lassen Peak (Nockolds și Allen, 1958, fig. 21 a și b).

Sensul de diferențiere și amploarea acesteia în suita magmatitelor subvulcanice din teritoriu au fost urmărite de noi folosind în acest scop valorile rapoartelor dintre elementele minore și majore asociate, precum și reprezentările grafice corespunzătoare.

În tabelul 20 sînt redate valorile rapoartelor între unele elemente minore și majore. Datele au fost înscrise în tabel în ordinea descreșterii indicelui de diferențiere Nockolds (1/3 Si + K) — (Ca + Mg)

Institutul Geologic al României

Valorile acestor rapoarte au fost proiectate în diagramele din figurile 22 a, b, c, d.

Din examinarea tabelului şi a diagramelor se observă anumite tendinţe ale rapoartelor dintre elementele minore şi majore. Astfel, Ni $\times$ $\times$ 10^3 : Fe_{tot}, V $\times$ 10^3 : Fe_{tot}, scad în sensul diferenţierii produselor

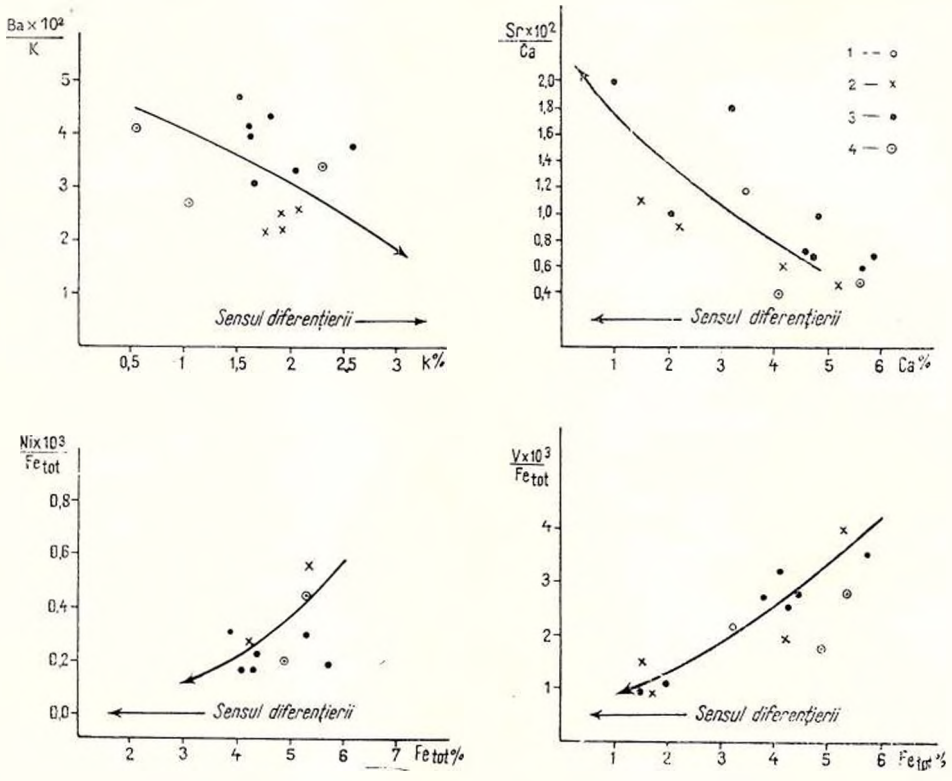


Fig. 22. — Diagrame de variaţie ale rapoartelor:

$\frac{Ni \times 10^3}{Fe_{tot}}, \frac{V \times 10^3}{Fe_{tot}}, \frac{Ba \times 10^2}{K}, \frac{Sr \times 10^2}{Ca}$ (explicaţii ca la fig. 19).

Variation diagrams of ratios:

$\frac{Ni \times 10^3}{Fe_{total}}, \frac{V \times 10^3}{Fe_{total}}, \frac{Ba \times 10^2}{K}, \frac{Sr \times 10^2}{Ca}$ (explanations as for fig. 19).

eruptive. Aceeaşi tendinţă de scădere în sensul diferenţierii prezintă şi raportul Ba $\times$ 10^2 : K, ce scade cu creşterea conţinutului de K. Dimpotrivă, Sr $\times$ 10^2 : Ca creşte în timpul diferenţierii, deci cu scăderea conţinutului de Ca.

Institutul Geologic al României

Dispersia uneori mare a punctelor pe diagrame se poate datora faptului că am proiectat puncte din toate cele 4 regiuni, care deși comagmatice prezintă particularități petrochimice și geochimice.

În completarea unor observații făcute într-un capitol anterior rezultă și din studiul comparativ a comportării elementelor minore în procesele de diferențiere, stadiul mai avansat atins în grupul Țibleș.

4.6.3. *Considerații comparative.* Datele analitice privind conținuturile de Pb, Cu, Zn, Ni, Cr, V, în rocile eruptive din zona subvulcanică au fost utilizate pentru compararea unor tipuri petrografice reprezentative din zona vulcanică neozoică a Carpaților Orientali (Oaș-Gutîi, zona subvulcanică, lanțul eruptiv Călimani—Hărghita).

Analiza volumului de date existente a permis o comparare satisfăcătoare numai în ceea ce privește andezitele cu piroxeni și andezitele cu hornblendă, precum și dacitele din grupul Rodna-Bîrgău nord și munții Călimani. Deoarece aceste andezite prezintă o largă răspîndire în toate unitățile zonei la care ne referim, comparațiile vor putea furniza unele date de ordin regional, complimentare celor petrochimice făcute anterior.

În ceea ce privește dacitele, din examinarea tabelului 21 se evidențiază deosebiri între produsele din grupul Rodna-Bîrgău nord și munții

TABELUL 21

Limitele de variație ale Pb, Cu, Zn, Ni, Cr, V în dacitele din munții Bîrgău și munții Călimani

	Pb	Cu	Zn	Ni	Cr	V	Analist
Zona subvulcanică	8—14	18—53	44—84	5—7	5—15	53—65	Constanța Udrescu
Călimani	10—31	21—26	48—62	5—7	22—27	14—22	Constanța Udrescu

Călimani, cu excepția nichelului unde valorile sînt egale. Aceste indicații, asociate celor petrochimice, ar putea sugera apartenența la vetre magmatice diferite, probabil și la momente diferite de erupție.

În cazul andezitelor cu piroxeni mediile de conținut sînt deosebite pentru toate unitățile zonei vulcanice (tab. 22). Se observă totuși o apropiere între zona subvulcanică și munții Călimani, mai ales la Cu, Zn, Ni. De asemenea, este evidentă deosebirea între zona subvulcanică și munții Gutîi.

Institutul Geologic al României

TABELUL 22

*Limitele de variație și conținuturile medii de Pb, Cu, Zn, Ni, Cr, V în andezitele cu piroxeni**

	Pb		Cu		Zn		Ni		Cr		V	
	Δ	X	Δ	X	Δ	X	Δ	X	Δ	X	Δ	X
Gutîi		6,0		56,0		40,4		10,8		11,9		190
Zona subvulcanică	14—34	26	55—270	71	46—70	60	14—22	17	11—43	22	170—175	172
Călimani	1—30	14	34—180	70	42—82	65	5—74	18	3—120	43	80—310	160
Gurghiu	3—10	6	10—82	54,8	52—105	68,8	3—40	12,5	3—102	19,1	75—215	140,6
Harghita	5—40	11,1	19—115	39,8	45—100	61,9	4—58	11,7	3—300		42—220	117

* Analist: Irina Bratosin, B. David, și Constanța Udrescu

Aceleași constatări sînt valabile în cazul andezitelor cu hornblendă (tab. 23). Valori apropiate ale mediilor de conținut se remarcă la Pb, Zn, Ni din zona subvulcanică și munții Călimani.

TABELUL 23

*Limitele de variație și conținuturile medii de Pb, Cu, Zn, Ni, Cr, V în andezitele cu hornblendă **

	Pb		Cu		Zn		Ni		Cr		V	
	Δ	X	Δ	X	Δ	X	Δ	X	Δ	X	Δ	X
Gutîi		5		55,4		54,5		8,2		7,2		191
Zona subvulcanică	8—42	20	13—85	44	50—93	62,5	5—11	9	5—15	9	72—175	94,5
Călimani	8—26	12	13—42	28	36—65	59	5—19	11	5—115	34	55—195	126
Gurghiu	7—30	12,6	20—80	43,3	52—80	62,7	4—19	9,4	3—84	21,9	20—236	117
Harghita	5—50	16,7	10—60	26,6	32—68	50,2	3—11	6,7	4—50	19,0	42—106	71

* Analist: Irina Bratosin, B. David și Constanța Udrescu

Deoarece volumul de date care a stat la baza calculării mediilor comparate nu este același în toate unitățile (pentru munții Gutîi dispunem de mult mai puține date), constatările făcute au un caracter preliminar. Ele pot fi totuși reținute, fiind în deplin acord cu rezultatele studiului petrochimic.

Coroborînd toate datele de care dispunem în acest sens, putem admite că în zona eruptivă neozoică de la interiorul Carpaților Orientali, fiecare din cele 3 unități își justifică individualitatea nu numai prin modul diferit de manifestare al vulcanismului, dar și prin particularitățile de ordin petrochimic și geochimic.

Institutul Geologic al României

Concluzii

Studiul întocmit prezintă într-o imagine de ansamblu caracterele petrografice și chimice ale rocilor eruptive din zona subvulcanică neogenă Toroiaga-Țibleș-Bîrgău.

Luîndu-se drept criteriu pincipal poziția geografică a corpurilor eruptive, acestea au fost grupate astfel: a) Toroiaga b) Țibleș-Hudin; c) Rodna-Bîrgău nord; d) Bîrgău sud. Cercetările efectuate permit a se conclude că între aceste grupuri există asemănări și deosebiri; ultimele privesc în special caracterele chimice ale magmatitelor.

Corpurile eruptive sînt încastrate în șisturi cristaline sau în depozite sedimentare paleogene. Dimensiunile lor sînt foarte variate ca și forma de zăcămînt (lacolit, cupolă, sill, dom, dyke). Îu unele regiuni se află masive cu structura complexă alcătuite din corpuri cu formă de zăcămînt diferită (ex. Heniu, Țibleș, Hudin ș.a.).

În ansamblu corpurile eruptive jalonează trei aliniamente tectono-magmatice principale. Acestea se încadrează în zona de minimă rezistență cu direcție NW—SE care este răspunzătoare de amorsarea activității eruptive neogene și cuaternare la interiorul Carpaților Orientali. Pot fi considerate următoarele aliniamente: 1) Hudin-Țibleș-Sîngiorz Băi-Heniu Tomnatec; 2) Cormaia-MăguraRodnei-MăguraIlvei-MăguraNeagră-Zimbroaia; 3) Țiganul-Toroiaga-Rodna Veche-Dealul Cornii. Unor erupțiuni manifestate în cadrul aliniamentelor de la punctele 1 și 3 li se asociază o activitate metalogenetică.

În interiorul zonei subvulcanice este evidentă legătura dintre magmatism și tectogeneza precursoare acestuia reprezentată prin accidentele majore „pînza Botizei", „falia Rodnei" și „falia Miroslava-Colibița".

La alcătuirea corpurilor eruptive participă riolite, riodacite, dacite, dar mai ales variate tipuri de roci andezitice și dioritice. Dintre acestea, cele mai răspîndite sînt andezitele cu hornblendă, andezitele cu hornblendă și piroxeni și cele cu piroxeni și hornblendă, andezitele cu hornblendă și biotit.

Caracterele generale ale tuturor tipurilor petrografice sînt corelabile pe întreaga zonă subvulcanică.

În general se observă un acord între diagnoza petrografică-mineralogică și caracterele chimice la rocile acide. În ceea ce privește andezitele, în clasificările N i g g l i, R i t t m a n n, S t r e c k e i s e n, acestea apar mai acide decît le recomandă diagnoza petrografică-mineralogică.

Magma predominantă cantitativ din care au derivat rocile eruptive din regiune a fost de natură cuarțdioritică. Fondul principal de magmă

Institutul Geologic al României

are caracter dioritic în grupul Ţibleş-Hudin şi cuarţdioritic în grupul Rodna-Bîrgău nord.

Studiile efectuate atestă comagmatismul produselor precum şi modul analog de diferenţiere a magmei parentale pe ansamblul zonei subvulcanice. Sensul de diferenţiere al magmelor — de la cele acide la cele bazice — — este doesebit de evident în cazul grupului Ţibleş-Hudin.

În condiţiile geotectonice ale regiunii studiate se poate admite că fondul de magmă s-a acumulat în mai multe vetre şi la diferite adîncimi în scoarţă. Seria calcoalcalină riolit-dacit-andezit este rezultatul diferenţierii magmei andezitice în bazinul parental — situat probabil în mantaua superioară — sau pe parcurs în vetre.

Magmele din teritoriu prezintă caracter calcoalcalin, sînt saturate, izofalice şi sărace în alcalii.

Studiul caracterelor magmelor evidenţiază deosebiri între grupurile subvulcanice, sugerînd apartenenţa la vetre magmatice diferite. Magmatitele din grupul Bîrgău sud prezintă afinităţi cu cele din nordul munţilor Călimani.

Magmele sînt consanguine cu ale celorlalte unităţi vulcanice neozoice din România şi din Carpaţi. Totodată magmele din zona subvulcanică prezintă anumite particularităţi ce le conferă o poziţie intermediară între cele ale unităţilor vulcanice Metaliferi şi Oaş-Gutîi pe de o parte şi Călimani-Gurghiu-Harghita pe de altă parte.

În ceea ce priveşte caracterul calcoalcalin şi sensul de diferenţiere al produselor se observă similitudini cu regiuni clasice din Japonia, S.U.A. şi U.R.S.S.

În deplin acord cu rezultatele cercetărilor petrografice şi petrochimice, studiul distribuţiei elementelor minore Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Cr, V, Sr, Ba evidenţiază afinităţile geochimice ale magmatitelor zonei subvulcanice, precum şi deosebiri în funcţie de apartenenţa la grupuri subvulcanice sau tipuri petrografice diferite.

Astfel se observă deosebiri între grupurile Ţibleş-Hudin şi Rodna-Bîrgău nord, între tipuri petrografice (riolite şi dacite sau andezite cu hornblendă şi andezite cu piroxeni) precum şi în cadrul aceluiaşi tip (andezitul cu hornblendă şi biotit din Toroiaga şi Rodna).

Prin conţinutul diferit al elementelor minore dozate rezultă de asemenea deosebiri între rocile acide şi cele intermediare, precum şi între tipurile de andezite şi corespondenţii în familia dioritelor.

În general, elementele minore urmează un sens normal de variaţie, conţinutul lor prezentînd scăderi de la tipurile petrografice bazice la cele

Institutul Geologic al României

acide. Se remarcă de asemenea o tendință de scădere a rapoartelor Ni/Fe, V/Fe, Ba/K, în sensul diferențierii produselor.

Examenul comparativ al comportării elementelor minore în andezitele cu piroxeni, andezitele cu hornblendă și dacite evidențiază deosebiri între zona subvulcanică și munții Călimani.

Ca o concluzie finală ce se desprinde din studiul efectuat poate fi reținută aceea că zona subvulcanică deși consanguină cu celelalte unități eruptive neozoice din România se deosebește de acestea prin modul diferit de manifestare al vulcanismului și unele particularități de ordin petrochimic și geochimic.

Depusă: aprilie 1970

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka Al. (1956) Studiul petrografic al Eruptivului din M. Bîrgăului. *D. S. Com. Stat Geol.* XL (1952—1953), București.

Bleahu M., Bombiță G., Kräutner H. G. (1968) Notă explicativă la Harta geologică a R.S.R. sc. 1 : 200.000, foaia Vișeu. C.S.G. Inst. geol. București.

Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Stuttgart

Cetverikov S. A. (1956) Rukovodstvo k petrochimiceskim perescetam. Gosgheoltehizdat. Moskva.

Cosma S., Teodoru I., Teodoru Camelia (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei munților Călimani de nord și Bîrgău de sud. *D. S. Com.. Geol.* L/2 (1962—1963), București.

Dimitrescu R. (1955) Cercetări geologice în regiunea Borșa-Toroiaga. *D. S. Com. Geol.*, XXIX, București.

Gorșkov G. S. (1967) Vulkanizm Kurilskoi ostrovnoi dughi. Izd. Nauka. Moskva.

Harris G., Reay A., White I. G. (1967) Chemical composition of the upper mantle. *Jour. Geoph. Res.* 72, 14, Washington.

Kräutner Th. (1930) Observațiuni geologice în Munții Bistriței și Bîrgăului. *D. S. Inst. geol. Rom.*, XIV (1925—1926), București.

Ianovici V., Măldărăscu I., David B., Bratosin Irina (1968) Quelques particularités concernant les teneurs en certains éléments traces dans les volcanites des Carpates Orientales. *Revue Roumaine de géologie, geophysique et géographie. Sér. geol.* 12, 1, București.

— Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. București.

Karolus K. (1965) Contribution to the chemistry of Carpathian neovolcanic rocks. *Geol. práce*, 36, Bratislava.

Kuno H. (1968) Origin of andesite and ist bearing on the Island arc structure. *Bull. volc.* XXXII, 1, Napoli.

Maier O. (1962) Geologia și petrografia Masivului Hudin (Munții Țibleș). *D. S. Com. Geol.* XLV (1957—1958), București.

Marinescu Fl., Peltz S. (1967) Notă explicativă la foaia Bistrița. Harta geologică a României, sc. 1 : 200.000. Inst. geol. București.

Institutul Geologic al României

Mc. Birney A. R. (1969) Andesitic and rhyolitic vulcanism of orogenic belts. In The Earth's Crust and Mantle.

Minzăraru Lidia (1965) Studiul mineralogic şi petrografic al corpurilor subvulcanice din partea de NW a munţilor Bîrgău. *St. tehn. şi econ.* I, 1, Bucureşti.

Nockolds S. R., Allen R. (1958) Geohimiceskie nabliudenia. Izd. Inostr. Lit. Moskva.

Pavelescu L. (1953) Studiul geologic şi petrografic al masivului Ţibleş. *An. Com. Geol.* XXVI, Bucureşti.

Rădulescu D. (1962) Contribuţii la cunoaşterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *St. cerc. geol.* VI, 2, Bucureşti.

— (1963) Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R. *Asoc. Geol. Carp. Balc., Congr. V, Mineralogie-Petrografie,* II, Bucureşti.

— Stiopol Victoria (1963) Contribuţii la cunoaşterea distribuţiei unor elemente minore în andezitele din Munţii Gurghiu şi Harghita. *An. Com. Geol.* XXXIV, Bucureşti.

— Borcoş M. (1968) Vedere de ansamblu asupra desfăşurării vulcanismului neogen în România. *An. Com. Stat. Geol.* XXXVI, Bucureşti.

Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Masson et C-ie Paris.

Savul M. (1938) La bordure orientale des Monts Călimani. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, Bucureşti.

— Ababi V., Nichita O. (1956) Zincul, plumbul şi cuprul ca elemente minore în rocile vulcanice din Munţii Călimani. *St. cerc. ştiinţif. chimie, Acad., R.P.R., Fil. Iaşi,* VII, 2, Iaşi.

Socolescu M., Măldărăscu I., Nichita I., Preda M. (1963) La géochimie de certains éléments avec de petits clarks dans les éruptions des monts Gutîi et Călimani et leur interprétation dans le cadre des phénomènes de métallogenèse. *Assoc. Géol. Carp. Balk. VI-e Congres,* Varşovie.

Stiopol Victoria (1962) Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din M. Ţibleş. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.

Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *M. Jh. Miner Abh.* 107, 243, S. 144—240, Stuttgart.

Szöke Amalia, Steclaci Livia (1962) Regiunea Toroiaga-Baia Borşa. Ed. Acad. R.P.R. Bucureşti.

Wedepohl K. J. (1969) Composition and abundance of common igneous rocks. Handbook of Geochemystry I, Berlin-Heidelberg-NewYork.

* Periodisches System der Elemente — Zusammengestellt von Zentralen Geologischen Institut, Berlin. Bearbeiter M. Kraft u. R. Schindler, 1961.

* The Earth's Crust and Upper Mantle, 1969. *An. Geoph., Union.* Washington, D.C.

Institutul Geologic al României

PETROLOGY OF MAGMATITES FROM THE NEOGENE SUBVOLCANIC ZONE (EAST CARPATHIANS)

(Summary)

The objective of this work is the study of petrographical and chemical characters of magmatites from the Toroiaga-Ţibleş-Bîrgău Subvolcanic Zone (East Carpathians). This study aims to contribute to a more complete knowledge of the petrology of Neogene magmatite from Romania, as well as of the correlationships between eruptive formations from the East Carpathians.

Geological characterization. Over the territory of Romania, within the East Carpathians area, the late subsequent magmatic phase has displayed predominantly volcanic forms, and in other regions exclusively subvolcanic forms. The region where the subvolcanic bodies are located is to be found between two zones within which a prevailing extrusive volcanic activity has taken place, namely in the Oaş-Gutîi Zone in the western part, and in the Călimani-Gurghiu-Harghita Zone in the southern part. Its deals not only with a geographical situation but also with its coincidence related to a subvolcanic peculiar manifestation form of volcanic activity determined by a structural regime proper for this region. The deciphering of this intricated geological situation has been favoured by erosion which denuded the deep-seated levels of structures. Considering as the main criterion the geographical position of subvolcanic bodies, the latter may be grouped as follows: a) Toroiaga b) Ţibleş-Hudin, c) Rodna-North Bîrgău, d) South Bîrgău. The Toroiaga group includes the Toroiaga-Ţiganul Massif, numerous peripheric associated apophysal intrusions (dykes and sills), as well as other intrusions located in the southern part of the Massif (Plate IV). This group comprises the outermost northern occurrences of Neogene magmatites in this part of the Romanian Carpathians. The bodies are localized in the epimetamorphic crystalline schists or in the Paleogene sedimentary deposits. Amongst petrographical types the hornblende — and biotite — bearing andesites are the most widespread; diorites and dacites do follow. In some areas the eruptive rocks are hydrothermalized and are the hosts of vein mineralizations or polymetallic sulphides.

The Ţibleş-Hudin group comprises Ţibleş and Hudin Massifs, as well as small-sized associated bodies (Plate I). The subvolcanic massif has developed on a basemenet built up of Upper Cretaceous and Paleogene deposits. In the western part the Hudin Massif, composed of rhyodacites, diorites (quartziferous and pyroxenic) hornblende-bearing andesites and pyroxene- and hornblende-bearing andesites are to be found. In the eastern part of the region the Ţibleş Massif and its apophyses are located. The main body is composed of hornblende- and pyroxene-bearing andesites; the latter are associated with quartziferous andesites, pyroxene-andesites, pyroxene- and hornblende-bearing diorites. During the consolidation of this massif an extru-

Institutul Geologic al României

sive, still not too ample activity has developed, represented by lava flows and pyroclastics of pyroxene-andesite. In some areas the eruptive rocks are hydrothermalized and hosts of the vein mineralizations of polymetallic sulphides. The Rodna-North Bîrgău group comprises subvolcanœs from the southern outermost part of the Bîrgău Mts, between the Ilva and Someşul Mare Valleys. Within the subvolcanic zone this group occupies the first place as to its territorial extension, variety of the deposit forms and petrographical types. The types of encountered eruptive rocks are as follows : rhyolites, rhyodacites, hornblende- and biotite-bearing andesites hornblende-bearing andesites, hornblende-bearing pyroxene-andesites, pyroxene andesites, hornblende- and pyroxene-bearing microdiorites (Table 2). Eruptions of hornblende- and biotite-bearing andesites from the Vinul Valley become associated with hydrothermal metamorphism and metallogenesis processes. The South Bîrgău group comprises all the subvolcanic bodies from the southern part of the Bîrgău Mts, between the Ilva and Bistriţa Valleys (Plate IV).They show varied forms of deposits (Table 1), however, in contrast with other regions their petrographical composition is homogeneous, as it is dealing with hornblende-bearing andesites, pyroxene- and hornblende-bearing andesites, pyroxenes andesites and the corresponding dioritic rocks.

The lack of extrusive products for most groups, their relationship with sedimentary deposits makes it particularly difficult to proceed to a minute establishment of the time interval within which the magmatic activity has unfolded. The eruptions may be undoubtedly considered as more recent than the sedimentary deposits they are crossing, and which have been assigned on paleontological criteria to the Upper Oligocene-Lower Miocene.

A detailed study of the location of eruptive rocks over the area of the subvolcanic zone points out several alignments generally trending NW-SE. This fact indicates for the region we are referring to the continuity of the zone of minimum resistance inside the Carpathian Bend from Oaş up to Racoş. Westwards we may distinguish the following main alignements : 1) Hudin-Ţibleş-Sîngiorz Băi-Heniu-Tomnatecul ; 2) Cormaia-Măgura Rodnei-Măgura Ilvei-Măgura Neagră-Zimbroaia ; 3) Toroiaga-Rodna Veche-Dealul Cornii. A metallogenetical activity is associated with some eruptions displayed within alignements of points 1 and 3.

When examining the position of some most important eruptive bodies within the tectonical environment, some interesting observations as to the relationships between the magmatic phase and tectogenesis precursory of the latter, are resulting. Thus, the Ţibleş-Hudin group follows in the south along a general W—E trend the Botiza Nappe ; the Toroiaga Massif traces in the west along a general NW—SE trend the thrust of the crystalline formations over the Paleogene deposits. The bodies from the southern part of the Rodna Mts are located along the major tectonic accident, which delimits these crystalline formations from the Transcarpathian Flysch. In the southern part of the Bîrgău Mts the emplacement of bodies from the Mureşeni Bîrgăului-Colibiţa region has been favoured by the „Miroslava-Colibiţa fault".

Petrographical characterization. The composition of eruptive bodies includes rhyolites, rhyodacites, dacites but, particularly, varied types of andesite and diorite rocks. The most widespread are the hornblende-bearing andesites, hornblende- and pyroxene-bearing andesites, hornblende- and biotite-bearing andesites. The general characters of all the petrographic types may be correlated over the whole subvolcanic zone. In the Fig. 1 the modal composition of the petrographical types is illustrated ; in Table 2 and 3, the spreading of rocks and their structure are shown.

Chemical composition. The study of the chemical composition of magmatites constitutes one of the chief objectives of this work. It tackles the following problems : a) characteri-

Institutul Geologic al României

zation of the chemical composition (major and minor components) of the main petrographical types; b) evidencing of differences between rocks pertaining to the same petrographical type, still to various bodies, massifs or subvolcanic groups; c) characterization of the chemical composition of each group and pointing out of representative parameters in order to correlate the volcanic products over the whole subvolcanic unit; d) tracing the differentiation of products in the framework of massifs and subvolcanic groups, and also of the whole zone; e) origin and evolution of magmas; f) general characterization of the late subsequent magmatic phase from the subvolcanic zone as compared with other volcanic units over the territory of Romania.

The bulk of data which were examined is the result of a number of 40 chemical (Table 7) and spectral analyses (Table 17). The investigation of the chemical composition of rocks under study was carried out on the basis of a comparative examination of components, petrochemical parameters Niggli, CIPW, Rittmann and of the SI (Kuno) index (Tables 11, 13, 14, 16).

Closely related variation limits of all the main oxides may be observed at all petrographical types. The diorites seem to be more basic than their corresponding andesites. As compared to rhyolites and rhyodacites from the subvolcanic zones, dacites and rhyodacites from the Metalliferous Mountains are less acid. From comparison as to the chemical composition of subvolcanic magmatites of corresponding types, according to Nockolds (Table 7, 8 and 10), there results: rhyolites and quartziferous diorites from the subvolcanic zone seem to be more basic, whereas the rhyodacites — more acid; the andesites show a good agreement as to the values of oxides. Referring to the normative composition (Table 14), certain approachings of values for rhyolites and rhyodacites, dacites and quartziferous diorites are noticed, in contrast, the composition of andesites and diorites appears as being essentially different.

In the framework of this study related to the petrology of magmatites, the main concern was the examination of the mode according to which the real features of petrographical types were pointed out by petrographical and mineralogical research and confirmed by petrochemical data. This problem was arisen by microstructural peculiar features of rocks under study. Besides dioritic rocks an important bulk of rocks with a largely developed groundmass, whose composition cannot be microscopically determined, are participating in the building up of subvolcanic bodies. We may therefore conclude that for the region referred to, excepting the dioritic rocks, all the other petrographical types display a modal composition which only partly reflects their mineralogical constitution.

Taking into account this situation, we have afforded a special attention to the confrontation of the petrographical and petrochemical diagnoses for each type with a view to obtain a correct classification of rocks. As we dispose of a sufficient number of reliable analytical data for all the petrographical types so far known, the above classification proved to be possible. In order to control the petrographical diagnosis we have used the experience accumulated by us these last years as a result of studies carried out on volcanites from various regions. The application of these principles proved their efficiency, contributing to a more severe classification of volcanic rocks.

Hence data resulting from examination and projection in diagrams of petrochemical parameters Niggli, CIPW, Rittmann, will be utilized. To classify rocks we will take into consideration data of the modal composition and the petrochemical data. The latter are dealing with: a) the magma type, b) the percentage participation of the main normative minerals, c) the value of the colour index, M, d) An content, e) grouping of rocks according to classifications suggested by Rittmann (1963) and Streckeisen (1965, 1967).

Institutul Geologic al României

Our own experience allows us to specify that a sever diagnosis of a rock requires the corroboration of all the criteria, since their unilateral utilization may lead to erroneous conclusions.

Generally an agreement between the petrographical-mineralogical diagnosis of acid rocks and their chemical characters may be observed. According to the classifications : N i g g l i, R i t t m a n n, S t r e c k e i s e n, the andesites appear more acid than it is proved by our own petrographical-mineralogical diagnosis. Peculiar situations of non-conformity were observed at the Valea Cisla (Toroiaga) hornblende-bearing andesite, and the Vîrful Tomnatec (Ţibleş) quartziferous andesite, which on the basis of their petrochemical parameter values, may be attributed to dacites.

The grouping of rocks according to their *SI* values demonstrates that the large majority of andesites pertains to the group of intermediate rocks with SI > 10, whereas dacites and rhyolites to the group of acids.

The quantitatively predominant magma which generated the rocks of this region was of andesitic nature. The main content of magma shows a dioritic character within the Ţibleş-Hudin group, and a quartz-dioritic one in the Rodna-North Bîrgău group.

The research carried out ascertains the comagmatism of products, as well as the similar differentiation mode of the parental magma within the whole subvolcanic zone. The sense of differentiation of magmas from the acid to the basic ones is particularly obvious in the case of the Ţibleş-Hudin group.

A comparative examination of the N i g g l i variation diagrams for the subvolcanic zone and the other Neozoic igneous units from Romania, points out common features as to the general aspect of the curves of *al*, *alk*, *fm*, *c* parameters. Thus the affinities are likewise regionally illustrated as regards the sense and amplitude of differentiation processes during the late subsequent magmatic phase. Concomitantly, magmas from subvolcanic zones present certain peculiarities, which attribute them an intermediate position, namely between magmas of volcanic units from Metallifeous Mountains and Oaş-Gutîi Mts on the one hand, and Călimani-Gurghiu-Harghita Mts on the other hand (7).

The magmas over this area present a calc-alkali character, are saturated, isophalic and poor in alkali (Fig. 5, 6). The study of magmas evidences differences between subvolcanic groups suggesting their appurtenance to different magmatic chambers. The most important difference of the Ţibleş magmatites as compared to the Bîrgău and Rodna magmatites is that they are poorer in alkali and more saturated.

The study of petrochemical characters aimed also at obtaining indications regarding the consanguinity of the neighbouring regions — South Bîrgău and North Călimani — pertaining to two different volcanic units. Petrographical data indicate the presence of the same types in both regions, and their chemical composition does not display a marked difference as to its major components nor to the minor ones. One may estimate that the main difference between the South Bîrgău subvolcanic group, and the Călimani Massif consists in various manifestation forms of the eruptive activity. Differences are, however, obvious as to the Rodna-North Bîrgău group and the Călimani Massif. These are particularly referable to the dominant magma, which is quartz dioritic in the first region and dioritic in the second one, then to a more pronounced nonsaturation degree of products from Călimani.

As regards the calc-alkaline character and the sense of differentiation of products, similarities with classical regions from Japonia, USA and URSS (Fig. 12, 13) may be noticed.

The knowledge of the geological structure of the region, as well as the petrography and petrochemistry of subvolcanic magmatites allow us to tackle the problem related to parental magma. The investigations as to chemical characters of eruptive rocks led us to attribute them

Institutul Geologic al României

to some intermediate and acid magmas. For the subvolcanic zone the coexistence of acid and intermediate magmas is obvious, but since in some situations the eruptive bodies are isolated, the establishing of the mode, according to which the eruptions succeded, presents quite a few difficulties.

Under the peculiar geotectonical conditions of the northern area from the East Carpathians, it may be admitted that the magmas had accumulated in several magmatic chambers, and at various dephts in the earth's crust. It is most likely that the former have been supplied by a main basin the host of an andesitic magma. The presence in the regior of a calc-alkaline rhyolite-dacite-andesite sequence is resulting from the differentiation of the andesitic magma in the parental basin, probably located in astenosphere (Fig. 14). Within the major tectono-volcanic alignments of the region, rhyolites and dacites had been the first submitted to an emplacement. It should be emphasized that these rocks, which reflect a more advanced differentiation process, are always located at the western extremity of alignements. Considered from the angle of the petrogenesis structural control, these obvious situation could suggest us the starting for an acces way westeastwards. Another argument supporting this assertion is the abundance of andesites and pyroxene-andesites ir the eastern part of alignments (Plate IV).

This paper tackles for the first time the study of the trace element distribution in magmatites of the subvolcanic zone from the East Carpathians. In a complete agreement with the results of petrochemical and petrographical research work, the distribution study of minor elements : Pb, Cu, Zn, Ga, Ni, Cr, V, Sr, Ba evidences petrochemical affinities of magmatites, as well as differences depending on their appurtenance to groups, bodies or various petrographical types.

In the field of acid rocks the difference between rhyolites and rhyodacites on the one hand, and dacites on the other hand is obvious, particularly, for Pb. Within andesite rocks, differences between amphibole- and pyroxene-bearing andesites, as well as between these andesites and the amphibole- and pyroxene bearing diorites could be noticed.

Trace elements which have been dosed follow, in general, a normal sense of variation from the basic petrographical types to the acid ones (Fig. 16, 17, 18). Pb, whose normal sense of variation is decreasing from acid rocks to the basic ones, presents in our case oscillations, whereas the average does not tally with values for acid and intermediate rocks presented in literature, as our values are higher for all the types of rocks. Cu shows a normal increase from more acid petrographical types (16 ppm on average), to pyroxene-andesites (71 ppm); the average values tally, in general, with literature data. The Zn content increases from 46 ppm in acid rocks to 60 ppm in pyroxene-andesites. Ni, V, Cr present an obvious increase from the acid types to the basic ones, concomitantly with the increase of elements with which they become geochemically associated. Starting from contents under the detection limit, for rhyolites and rhyodacites the average content in Ni marks a gradual increase with intermediate types (5 ppm in dacites, 9 ppm in hornblende-bearing andesites, 11 ppm in hornblende- and biotite-bearing andesites) up to 17 ppm in pyroxene andesites. Average contents of V are recordeds on a strongly ascending curve from more acid to the more basic types, (17.5 ppm for rhyolites and rhyodacites and 172 ppm for pyroxene-andesites). Both for Ni and for V restricted range-of variation within each analysed petrographical type are noticed. Cr shows a quite widespread range for each type, nevertheless one may trace an ascending curve among the average contents. The average contents of Sr rise from rhyolites and rhyodacites (225 ppm) to hornblende- and biotite-bearing andesites (470 ppm), whereas the Ba one presentes oscillations. Ga maintains at very close value in all the analysed petrographical types.

Institutul Geologic al României

A comparative examination of the behaviour of trace elements in pyroxene-andesites, hornblende-bearing andesites and dacites, points out the differentiations between the subvolcanic zone and the Călimani Mts.

The final conclusions resulting from this study, and which is to be emphasized is that the subvolcanic zone, although consanguineous with other Neozoic eruptive units from Romania, is differing from the latter by a peculiar manifestation of volcanic activity and some petrochemical and geochemical characteristic features.

EXPLANATION OF PLATE

Planşa IV

Geological scheme of the spread of the subvolcanic bodies in the northern Oriental Carpathians (according to the geological map of R.S.R. at 1 : 200 000).

1, Quaternary deposits; 2, Neogene deposits of Transylvanian depression; 3, formations of crystalino-mesozoic zone and of cretaceous flysch; 4a, pyroxenes bearing andesites α py (sm-pn); 4 b, pyroxenes and hornblende bearing andesites, and hornblende and pyroxenes bearing andesites α py + am (sm — pn); 4 c, hornblende bearing andesites α am(sm — — pn); 4 d, hornblende and biotite bearing andesites α am + bt (sm); 5c, quartziferous diorites and quartziferous andesites $\delta q + \alpha q$ (sm); 5f, diorites δ(sm); 5g, hornblende and pyroxenes, pyroxenes and hornblende bearing diorites and microdiorites $\delta am + py$ (sm — pn), $\delta py + am$ (sm — pn); 6, h= dacites ν(sm); i, rhyodacites $\rho - \nu$ (sm); j = rhyolites ρ(sm); 7, overthrust nappe; 8, fault.

I, group Toroiaga; II, group Ţibleş-Hudin; III, group Rodna-North-Birgău; IV, group South Birgău.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

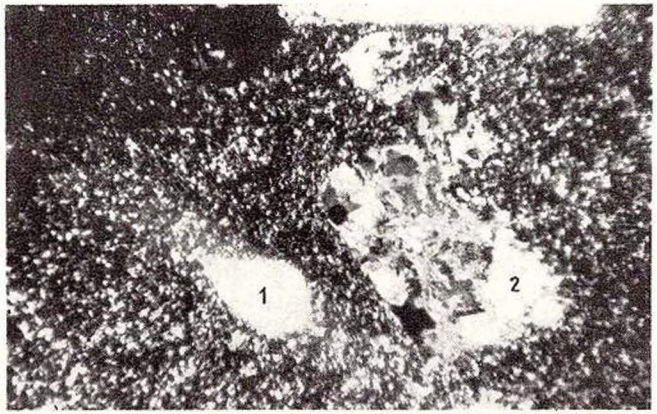
Fig. 1. — Riolit Parva (Rodna) Nic. +; × 40
1, cuarț; 2, feldspat argilizat.
Se observă structura microlitică a masei fundamentale.
Parva Rhyolite (Rodna) Nic. +; × 40
1, quartz; 2, argillized feldspar
Groundmass with microlitic texture.

Fig. 2. — Dacit. Singiorz—Băi (Birgău nord). Nic. +; × 40
1, fenocristal de cuarț, corodat.
Aceeași microstructură ca la riolitul de la Parva.
Dacite, Singiorz-Băi (NorthBirgău) Nic. +; × 40
1, quartz phenocrystal, corroded.
The same microstructure as Parva Rhyolite.

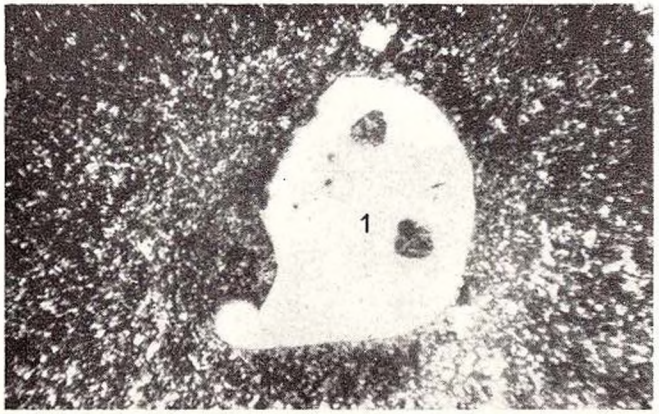
Fig. 3. — Andezit cu hornblendă (1) și biotit (2). Valea Cislei (Toroiaga). Nic. +; × 40.
Hornblende- and biotite-bearing andesite Valea Cislei (Toroiaga). Nic. +; × 40.

Fig. 4. — Andezit cu hornblendă și biotit. Valea Vinului (Rodna). Nic. +; × 40.
1, fenocristal de biotit cloritizat și opacitizat.
Hornblende- and biotite-bearing andesite. Valea Vinului (Rodna). Nic. +; × 40.
1, biotite phenocrystal chloritizated and opacitizated.

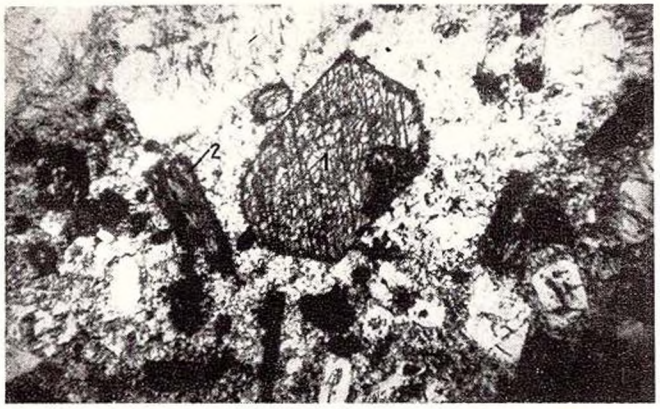
Institutul Geologic al României



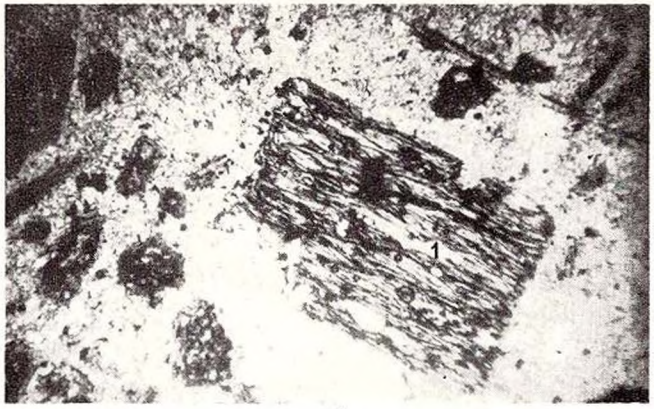
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

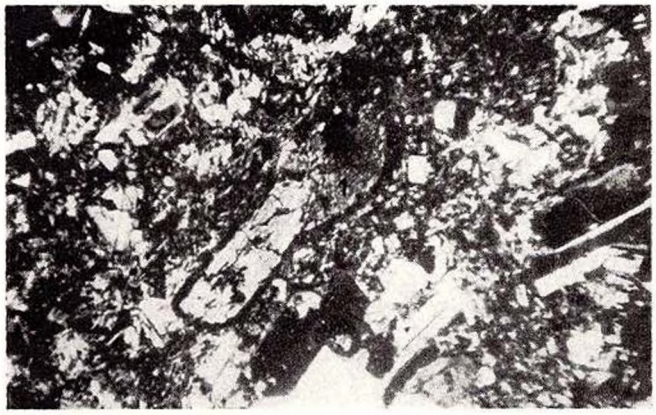
PLANȘA II

Fig. 1. — Andezit cu hornblendă. Eruptivul Cornii (Rodna) Nic. + ; × 40.
1, hornblendă, cu macla în diagonală, opacitizată marginal.
Hornblende-bearing andesite, Eruptivul Cornii (Rodna). Nic. + ; × 40.
1, hornblende with twin in diagonal and peripherically opacitizated.

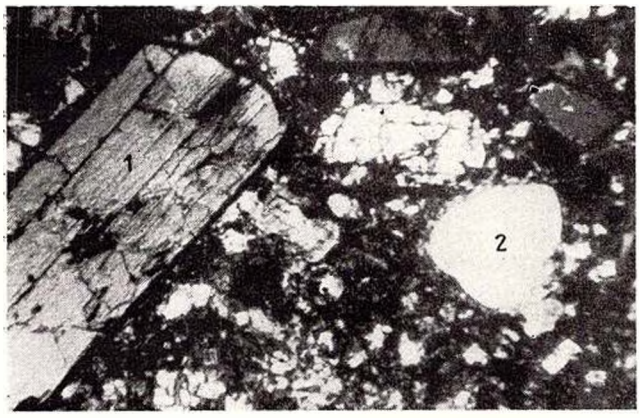
Fig. 2. — Andezit cu hornblendă. Valea Strîmba (Bîrgău sud). Nic. + ; × 40.
1, hornblendă; 2, cuarț.
Hornblende-bearing andesite. Valea Strîmba (South Bîrgău). Nic. + ; × 40.
1, hornblende; 2, quartz.

Fig. 3. — Megacristal de hornblendă cloritizată în dacit Valea Măgurii (Rodna). Nic. + ; × 40.
Chloritizated hornblende megacrystal in dacite Valea Măgurii (Rodna). Nic. + ; 40.

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — Andezit cu hornblendă și piroxeni. Valea Tihuța (Bîrgău sud). Nic. + ; × 40.
1, plagioclaz ; 2, hornblendă opacitizată marginal ;, 3, hipersten opacitizat marginal.
Hornblende- and pyroxene-bearing andesite. Valea Tihuța (South Bîrgău) Nic. + ; × 40.
1, plagioclase ; 2, hornblende with peripheric opacitization ; 3, hypersthene with peripheric opacitization.

Fig. 2. — Microdiorit cu piroxeni și hornblendă. Valea Leșului (Bîrgău sud). Nic. + ; 4 × 40.
Pyroxene- and hornblende-bearing microdiorite. Valea Leșului (South Bîrgău). Nic. + ; 4 × 40

Fig. 3. — Andezit cu piroxeni. Vîrful Arcer (Țibleș). Nic. + ; × 40.
1, fenocristal de augit.
Pyroxene-andesite. Vîrful Arcer (Țibleș). Nic. + ; × 40.
1, augite-phenocrystal,

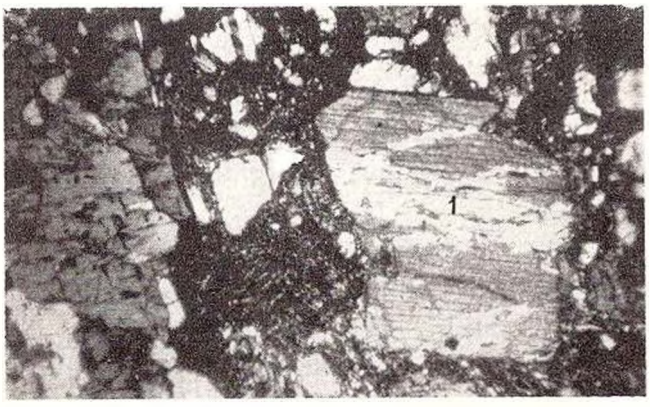
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

SCHIȚA GEOLOGICĂ A PĂRȚII DE NORD A CARPAȚILOR ORIENTALI
CU RĂSPÎNDIREA CORPURILOR SUBVULCANICE
(DUPĂ HARTA GEOLOGICĂ A R.S.R. SCARA 1 : 200.000)

S.PELTZ, CECILIA VASILIU, CONSTANȚA UDRESCU. Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpații Orientali

Pl. IV

0 3,5 7km

U. R. S. S.

Ruscova
Leordina
Strimtura
Rozavlea
Vișeul de Sus
Botiza
Dragomirești
Săcel
Borșa
Romuli
Telciu
Parva
Tirlișua
Poienile Zagrei
Coșbuc
Singeorz-Băi
Poiana Ilvei
Măgura Ilvei
Ilva Mare
Rodna
Maieru
Sant

M U N Ț I I R O D N E I

B A I L E

I
II
III
IV

αam(sm)
αq(sm)
δ(sm)
ρϑ(sm)
αam (sm)
αpy+am(sm-pn)
αpy (sm-pn)
αpy +am (sm-pn)
δpy+am(sm-pn)
δam(sm)
αam+bt (sm)
αam+bt(sm)
αam(sm)
ϑ(sm)
ρ(sm)
αam+bt (sm)
αpy+am(sm-pn)
αam+py(sm-pn)
δam+py
αam+py
αpy(sm-pn)
αam+py(sm-pn)
δam+py (sm-pn)

LEGENDA

1 Depozite cuaternare

2 Depozite paleogene și neogene ale depresiunii Transilvaniei

3 Formațiunile zonei cristalino-mezozoice și flișului cretacic

4 a b c d — a. Andezite cu piroxeni αpy (sm-pn); b. Andezite cu piroxeni și hornblendă și andezite cu hornblendă și piroxeni αpy + +am (sm-pn); c. Andezite cu hornblendă αam (sm-pn); d. Andezite cu hornblendă și biotit αam + bt (sm)

5 e f g — e. Diorite cuarțifere și andezite cuarțifere δq + αq(sm); f. Diorite δ(sm); g. Diorite și microdiorite cu hornblendă și piroxeni, cu piroxeni și hornblendă δam + py (sm-pn), δpy + am (sm-pn)

6 h i j — h. Dacite ϑ(sm); i. Riodacite ϑ(sm); j. Riolite ϑ(sm)

7 Pînza de șariaj

8 Falie

I grupul Toroiaga; II grupul Țibleș-Hudin; III grupul Rodna-Bîrgău nord; IV grupul Bîrgău sud

Imprim. atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

STUDIUL PETROLOGIC ŞI GEOCHIMIC AL GRANITOIDELOR SINOROGENE ŞI TARDEOROGENE DIN ZONA PLUTONULUI DE ŞUŞIŢA (CARPAŢII MERIDIONALI)

DE

HARALAMBIE SAVU, CECILIA VASILIU, CONSTANŢA UDRESCU[1]

Abstract

Petrological and Geochemical Study of the Synkinematic and Latekinematic Granitoids from the Şuşiţa Pluton Zone (South Carpathians). The Şuşiţa synkinematic (synorogenic) pluton and the latekinematic acid bodies associated with it are not homogeneous. Especially the synkinematic pluton is predominantly built up of granodiorites and granites, within which separations of quartziferous diorites are to be found; frequently melanocratic segregations (autoliths) and xenoliths of partially digested migmatic rocks do occur. The granitoid bodies are crossed by numerous veins of pegmatoid granites, applites, quartz-diorite and granodiorit porphyries and by lamprophyres; the granitoids have been affected by autometamorphism phenomena. Data obtained as a result of petrochemical studies prove that the granitoid rocks have derived from a granodiorite magma displaying a lithogenous origin whose evolution followed the differentiation line of calc-alkali magmas. The distribution of minor elements in granitoid rocks also follows the direction of the evolution of this magma. Most of the minor elements present contents which maintain in the limits of the clarks characteristic of these rocks. Large contents in Be within the rocks which underwent autometamorphism phenomena and in pegmatoid granites are observed. The granitoid magma has formed in the course of the Baikalian cycle (at a depth of 45—50 km) by means of the anatexis process in the lower part of the crust from the Danubian autochthonous zone. Proofs in this sense are yielded by the geological conditions and the petrographical, mineralogical and petrochemical characters of the rocks. This genesis seems tob e valid for all the granitoids from the Danubian autochthonous which build up a characteristic petrological province. The intrusion of granitoids has been accompanied by collateral digestion phenomena which have affected the crystalline schists, by the assimilation and migmatization of the crystalline cover submitted to a synkinematic contact metamorphism process.

[1] Institutul Geologic, Şos. Kiseleff nr, 55. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Introducere

Geneza granitoidelor este controlată de o serie de factori principali şi colaterali care, dacă nu sînt supuşi unor metode de investigaţie moderne şi cît mai variate, scapă observaţiei cercetătorului. Printre acestea, cercetările petrochimice şi geochimice sînt de un real folos, întrucît rezultatele lor constituie premize importante pentru explicarea petrologiei şi metalogenezei masivelor granitoide.

Cercetări cu acest caracter nu au fost întreprinse anterior asupra plutonului de Şuşiţa şi în general asupra granitoidelor din autohtonul danubian, deşi din punct de vedere petrografic ele au format obiectul mai multor studii. Menţionăm că Dumitrescu (1905), Ionescu-Bujor (1912), Manolescu (1937), Giuşcă şi Pavelescu (1955) au prezentat o serie de analize chimice asupra acestor granitoide. Pe baza cercetărilor sale, Manolescu (1937) ajunge la concluzia că rocile granitoide au rezultat dintr-o magmă calco-alcalină cu caracter granodioritic, care a suferit probabil procese de contaminare (Mrazec, 1897) şi din care s-au diferenţiat ulterior tipuri de roci aplitgranitice şi cuarţdioritice.

În lucrarea de faţă vom prezenta rezultatele cercetărilor noastre [2] privind distribuţia elementelor majore şi minore în granitoidele din partea vestică a plutonului de Şuşiţa, situate între valea Susenilor şi valea Jiului, pe baza cărora, în corelaţie cu cercetările structural-petrologice (Savu, 1970), vom încerca să explicăm originea acestui pluton.

Consideraţii asupra structurii şi petrografiei plutonului granitoid

În raport cu mişcările diastrofice baicaliene, în timpul cărora au fost puse în loc, granitoidele din infrastructura autohtonului danubian se separă în granitoide sin- şi tardeorogene. Ele alcătuiesc o provincie petrologică foarte caracteristică pe teritoriul României, în cadrul căreia masivele granitoide sinorogene mai ales, se dispun în zona axială a patru structuri anticlinale majore — componente principale ale unei virgaţii — — care se rotesc în sensul curburii Carpaţilor Meridionali, tinzînd să se unească în faţa pintenului valah al scutului arhaic—carelian sub controlul căruia au luat naştere (Savu, 1970). Masivul granitoid de Şuşiţa, care reprezintă un pluton sinorogen, este situat în zona axială a structurii anticlinale Nedeiu-Şuşiţa-Tismana, deversată spre SSE.

[2] H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanţa Udrescu. Studiul geochimic al granitoidelor de Şuşiţa din bazinul văii Jiului, 1968. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Structura. Deoarece un studiu mai complet asupra structurii plutonului și relațiilor sale cu formațiunile autohtonului danubian a fost întreprins de unul din noi anterior (S a v u, 1970), nu vom insista asupra acestei laturi, mai mult decît este necesar pentru înțelegerea lucrării de față. Plutonul prezintă contacte paralele cu foliația șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș care formează învelișul său, iar axul său tectonic este paralel cu axul structurii anticlinale în a cărei zonă axială se situează (pl. III). Enclavele de șisturi cristaline migmatizate și parțial digerate, precum și separațiile melanocrate (autolite) sînt de asemenea dispuse conform cu această orientare generală a plutonului.

Plutonul sinorogen este însoțit de două corpuri de granite tardeorogene, situate în bazinul văii Susenilor și în cel al văii Bratcului.

Numeroase filoane de roci acide porfirice și de lamprofire străbat intruziunile granitoide.

În timpul punerii în loc, granitoidele au influențat șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș prin fenomenul de metamorfism de contact sincinematic, determinînd o zonă de șisturi de contact cu sillimanit și procese de migmatizare arteritică.

Efectele metamorfismului hercinic care afectează formațiunile din suprastructură, influențează și infrastructura, generînd în anumite zone din granite fenomene de laminare și metamorfism la nivelul faciesului șisturilor verzi; rezultă astfel diferite tipuri de roci metagranitoide.

Descrierea petrografică. Rocile granitoide au fost cercetate din punct de vedere petrografic de I o n e s c u-B u j o r (1912), M a n o l e s c u (1937) și S a v u (1970). În cele ce urmează vom căuta să prezentăm o serie de aspecte noi privind petrografia acestor roci.

1) Plutonul granitoid sinorogen este alcătuit preponderent din granodiorite, granite și roci de tranziție între acestea — adamelitele. În masiv se separă roci mai potasice cum sînt granitele cu megacristale de feldspat potasic sau mai bazice, ca dioritele cuarțifere și dioritele melanocrate.

a) Granodioritele, rocile predominante în masiv, prezintă o granulație medie și constau din cuarț, plagioclaz, feldspat potasic, hornblendă, biotit și minerale accesorii. Cuarțul care este totdeauna xenomorf și prezintă extincție ondulantă, ocupă împreună cu feldspatul potasic interstițiile cristalelor de plagioclaz, hornblendă și biotit. Plagioclazul hipidiomorf este adesea maclat polisintetic după legile albit, albit-Karlsbad și mai rar periclin. El prezintă uneori o structură zonară, formată dintr-un nucleu de albit-oligoclaz (An 12—10) în general alterat și o zonă (aureolă)

Institutul Geologic al României

marginală de albit (An 5—4) mai slab afectat de fenomenul de alterație (pl. I, fig. 1).

Feldspatul potasic de obicei micropertitic este xenomorf și de regulă mai limpede, în comparație cu plagioclazul alterat. El prezintă uneori o structură zonară abia vizibilă la microscop, diferența unghiului de extincție dintre zone fiind foarte mică. În unele zone el este înlocuit cu albit fin maclat de temperatură scăzută (pl. I, fig. 2) [3].

Hornblenda este o varietate comună cu macle după 100, avînd următoarele proprietăți optice : *Ng* — verde bruniu ; *Nm* — brun deschis ; *Np* — gălbui ; *c Ng* = 24°. Ea prezintă incluziuni de magnetit și de zircon cu aureole pleocroice. De obicei, pe margini, și mai ales la capetele cristalelor prismatice, este înlocuită cu o hornblendă fibroasă, verzuie (*c Ng* = = 15°), mineral care poate apărea și independent în cuiburi sau fibre izolate, foarte lungi și dispersate în materialul cuarțos-albitic din interstiții, împreună cu stilpnomelanul. Mai rar, pe seama hornblendei se formează și biotit.

Biotitul, o varietate brună, este și el alterat și transformat în clorit cu separare de oxizi de fier sau de titan. Prezintă incluziuni de zircon sau de ortit cu aureole pleocroice ; pe clivaje apar separații de prehnit (Ionescu-Bujor, 1912 ; Hall, 1965).

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon, titanit, apatit, ortit cu structură zonară, magnetit sau ilmenit și foarte rar monazit.

b) Granitele și rocile adamelitice de tranziție formează faciesuri ale plutonului sinorogen, trecerea de la granodiorite la acestea făcîndu-se treptat, astfel că separarea lor pe hartă devine dificilă. Aceste roci, ca și granodioritele sau dioritele, prezintă o slabă orientare gnaisică primară, determinată de faptul că , cristalizarea lor a avut loc în cîmpul stressului determinat de diastrofismul baicalian. Ele se deosebesc de granodiorite prin absența amfibolului și prin conținutul mai ridicat de cuarț și feldspat potasic, acesta din urmă prezentînd structură pertitică sau micropertitică. Plagioclazul (An 10-5) este de asemenea alterat.

c) O varietate aparte care apare pe valea Jiului și în alte cîteva puncte din masiv, o formează granitele cu megacristale de feldspat potasic, roci care prezintă de asemenea o orientare gnaisică. Megacristalele de feldspat potasic pertitic sînt orientate în planul foliației primare, dovedind astfel că au cristalizat în timpul consolidării rocii. Ele includ cristale de cuarț și de plagioclaz alterat și cu aureolă de albit limpede, incluziuni

[3] Albitul fin maclat este o varietate de Schachbrettalbit în care indivizii maclați sînt foarte subțiri și mult alungiți.

Institutul Geologic al României

dispuse uneori paralel cu feţele cristalografice ale megacristalelor. Plagioclazul care pătrunde marginal în feldspatul potasic prezintă pe margini concreşteri mirmekitice cu cuarţul. Megacristalele pertitice, ca şi feldspatul potasic interstiţial, sînt slab sericitizate şi străbătute uneori de fisuri pe care s-au depus cuarţ, albit, uneori şi stilpnomelan. Masa fundamentală a acestor granite este alcătuită din aceleaşi minerale care apar şi în granitoidele descrise mai sus.

d) Dioritele cuarţifere apar ca separaţii în masa granodiorito-granitică a plutonului şi sînt mai caracteristice pe valea Jiului. Ele constau din cuarţ, plagioclaz, hornblendă, biotit şi minerale accesorii. Cuarţul xenomorf şi cu extincţie rulantă apare în cantitate redusă. Plagioclazul (An 12) maclat polisintetic, formează uneori cristale mai larg dezvoltate care dau rocii un slab caracter porfiric. El prezintă un nucleu iniţial mai bazic, înţesat cu zoizit şi un agregat fin sericitos-caolinos, înconjurat uneori de o aureolă neregulată de albit de temperatură scăzută, ale cărui macle fine nu coincid cu cele ale nucleului primar. Albitul fin maclat a înlocuit probabil o aureolă de feldspat potasic formată în stadiul tîrziu-magmatic.

Amfibolul din dioritele cuarţifere apare numai ca mineral secundar, fiind reprezentat printr-o hornblendă fibroasă din grupa actinolit-tremolit ($c\,Ng = 18°$), ce se prezintă în concreşteri radiare sau în cuiburi formate pe seama unei hornblende primare. Este colorată în verzui-pal şi slab pleocroică; ea apare inclusă în cuarţul şi albitul interstiţial împreună cu stilpnomelanul. Acesta din urmă se prezintă în cuiburi de cristale concrescute radiar, precum şi în lamele independente pleocroice în culorile brun-galben auriu (Savu, 1970).

Biotitul, mineral primar, este alterat în cea mai mare parte în clorit. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon slab gălbui-brun, alterat pe margini şi prin apatit.

e) În afară de dioritele cuarţifere separate în masa plutonului, pe pîrîul Lăcşoare apare, în zona calcarelor cu forsterit şi a şisturilor cu grafit din zona cu sillimanit, o mică intruziune de diorite cuarţifere formate, se pare, prin contaminare. Acestea nu conţin amfibol şi sînt formate din cuarţ interstiţial, plagioclaz alterat (An 11), biotit cloritizat şi mici cristale de grafit provenit din şisturile cristaline asimilate.

f) Dioritele melanocrate formează o separaţie mai importantă sub dealul Ţarcu, la est de Jiu. Roca slab orientată este alcătuită din puţin cuarţ interstiţial, plagioclaz şi hornblendă, rar biotit. Plagioclazul este alterat, fiind înţesat cu minerale argiloase şi granule fine de zoizit şi epidot. În interstiţiile cristalelor de plagioclaz alterat apare uneori albit fin maclat, în care se menţin încă incluziunile de plagioclaz alterat şi cu

Institutul Geologic al României

aureolă de albit limpede (pl. I, fig. 3) existente în feldspatul potasic în momentul în care a fost albitizat. Hornblenda este o varietate brună, asemănătoare cu aceea care a fost alterată în dioritele cuarțifere de mai sus; ea prezintă următoarele proprietăți optice: Ng — brun; Nm — brun închis; Np — gălbui; $c\,Ng = 23°$. Pe margini se transformă într-un amfibol slab colorat în verzui, cu separare de oxizi de fier. Biotitul care apare rar, este înlocuit cu clorit sau cu o mică albă. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin titanit, apatit și zircon alterat pe margini.

2) Granitele tardeorogene care alcătuiesc corpurile de pe valea Susenilor și valea Bratcului, precum și cîteva intruziuni mai mici localizate în șisturile seriei de Lainici-Păiuș, sînt roci care prezintă o culoare cenușie slabă, uneori mai accentuată.

a) Granitele de Suseni se prezintă sub două aspecte structurale și anume, granite cu granulație medie și granite microgrăunțoase. Ele sînt constituite din cuarț, plagioclaz, feldspat potasic, muscovit, biotit și minerale accesorii.

Cuarțul xenomorf și cu extincție ondulatorie prezintă uneori fenomene de recristalizare ca și în granitoidele sinorogene. Plagioclazul (An 10—12) prezent în cristale izometrice și hipidiomorfe este alterat în mare măsură și înlocuit cu o țesătură fină de minerale argiloase, rar și cristale de zoizit, a căror dispoziție indică o structură slab zonară. Pe margini formează uneori concreșteri mirmekitice.

Feldspatul potasic pertitic, de obicei xenomorf, prezintă uneori structura în grătar a microclinului, care nu este uniform dezvoltată; adesea se observă o structură zonară (pl. I, fig. 4), în care zonele se alterează diferit. Uneori apare în cristale poichilitice de dimensiuni mai mari, care înglobează cristalele de plagioclaz din masa fundamentală. Acestea din urmă sînt alterate și prezintă pe margini o aureolă îngustă de albit limpede. Corespunde din punct de vedere optic unui izoortoclaz biax pozitiv (P a v e l e s c u, 1968; S a v u, 1970). Mai rar se observă structura de microclin-pertit, în care apar separații foarte fine de albit de exoluție, dezvoltate neregulat.

Biotitul apare în lamele concrescute uneori cu muscovit, prezentînd incluziuni de zircon cu aureole pleocroice și separații de sagenit. Se alterează în clorit și epidot cu separare de oxizi de fier, iar pe clivaj apar cristale de prehnit. Muscovitul se prezintă și independent, în lamele de dimensiuni reduse sau în cuiburi formate în general în stadiul tîrziu-magmatic, care iau naștere chiar și pe seama agregatului sericitos ce înlocuiește plagioclazul.

Institutul Geologic al României

Mineralele accesorii din aceste granite sînt reprezentate prin zircon, apatit, ortit brun cu structură zonară (pl. II, fig. 2) şi titanit.

b) Granitele de valea Bratcului prezintă de asemenea granulaţie medie şi sînt constituite din aceleaşi minerale ca şi cele de la Suseni. Ele se caracterizează printr-o culoare cenuşie mai închisă. Remarcăm feldspatul potasic maclat după legea de Karlsbad, cu structură micropertitică (pl. II, fig. 1), ce include un praf fin grafitos şi care se pare că îi conferă şi culoarea cenuşie. Biotitul prezintă un pleocroism puternic: *Ng-Nm* — roşu-brun închis; *Np* — gălbui-bruniu. În unele separaţii de granite cu granulaţie mai mare se observă printre mineralele accesorii şi cristale de granat, transformate pe fisuri în biotit şi clorit.

3) Granitoidele afectate de procese de autometamorfism. În granitoidele sinorogene şi tardeorogene se remarcă starea în general alterată a plagioclazului şi aspectul proaspăt al feldspatului potasic. Alterarea plagioclazului are loc în stadiul final al cristalizării acestor granitoide subsolvus (T u t t l e, B o w e n, 1958), cînd între plagioclazul deja format şi soluţia tîrziu-magmatică din care mai cristalizau încă feldspatul potasic, cuarţul şi albitul, se produce un dezechilibru chimic care determină înlocuirea plagioclazului cu minerale secundare stabile în noile condiţii, cum sînt zoizitul, sericitul, caolinitul, fenomen care are loc probabil la temperatura de aproximativ 500—400°C. În continuare, sub acţiunea unei metasomatoze sodice, în unele zone feldspatul potasic este înlocuit cu albit fin maclat, de temperatură scăzută.

Mineralele melanocrate sînt de asemenea afectate de aceste soluţii. Astfel, hornblenda primară este înlocuită de un amfibol fibros actinolit-tremolitic (*c Ng* = 15°—18°), mineral care se formează şi independent pe fisurile rocilor. Granatul este înlocuit pe fisuri cu biotit şi clorit, iar biotitul trece în clorit. Un alt mineral deuteritic este stilpnomelanul puternic pleocroic, care apare inclus în cuarţul şi feldspatul din interstiţii (pl. II, fig. 3).

Atît granitele sinorogene, dar mai ales cele tardeorogene, în condiţiile proceselor de autometamorfism se îmbogăţesc în muscovit (valea Susenilor); mai rar ele suferă şi slabe fenomene de turmalinizare (valea Bratcului).

Cu scăderea temperaturii soluţiilor, feldspaţii granitoidelor din zonele hidrotermalizate — mai caracteristice pe valea Jiului unde sînt mai frecvente rocile filoniene şi pe valea Porcului — sînt înlocuiţi complet cu sericit (muscovit), iar mineralele melanocrate cu clorit. Rezultă roci alterate — uneori şi piritizate — în faciesurile: cuarţ-sericit-clorit şi cuarţ-muscovit (S a v u, 1970).

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Compoziția chimică a rocilor granitoide

Nr. cr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Nr. probei	108	29	317	45	11	13	44	40	12	54	276
Roca	Lamprofir	Lamprofir	Diorit	Porfir dioritic	Diorit cuarțifer	Granit pegmatoid	Sep. melanocr. în granodiorit	Grano-diorit	Grano-diorit	Grano-[diorit]	Granit cu biotit
Localizare	Valea Jiului	Valea Jiului	Creasta de la Est de Valea Jiului	Valea Jiului	Cariera Valea Jiului	Valea Jiului	Valea Jiului	Valea Jiului	Valea Jiului	Valea Jiului	Valea Susenilor
SiO_2	54,03	54,32	55,92	56,96	61,97	65,35	66,99	67,22	67,66	67,83	68,85
Al_2O_3	16,03	15,78	16,84	16,82	15,54	17,13	15,41	15,46	15,13	14,90	15,47
Fe_2O_3	1,86	1,34	2,46	1,26	1,29	0,37	0,81	1,08	1,01	1,47	1,07
FeO	5,07	5,50	4,81	4,81	3,88	0,90	2,39	2,51	1,88	2,07	2,03
MnO	0,13	0,09	0,13	0,11	0,09	0,02	0,08	0,07	0,05	0,08	0,08
MgO	7,42	7,30	4,35	4,90	3,57	0,49	1,96	1,94	1,56	1,90	1,20
CaO	5,61	5,99	6,13	6,65	3,95	1,69	3,05	3,12	2,08	3,19	2,77
Na_2O	3,53	2,75	3,70	3,49	4,28	3,97	4,50	4,40	4,32	4,16	3,44
K_2O	2,02	2,41	2,74	1,67	1,86	7,75	2,39	2,32	3,32	2,11	3,06
TiO_2	1,00	0,96	1,08	0,95	0,78	0,20	0,51	0,51	0,40	0,50	0,38
P_2O_5	0,17	0,26	0,24	0,15	0,22	0,27	0,11	0,12	0,10	0,13	0,13
H_2O+	2,40	2,90	1,70	2,31	1,98	0,91	1,30	1,23	1,50	1,30	1,35
CO_2	0,57	0,43	—	—	0,30	0,73	0,35	0,15	0,80	—	—
S	—	urme	urme	0,03	—	—	urme	—	—	—	—
TOTAL	99,84	100,03	100,10	100,11	99,71	99,78	99,85	100,13	99,81	99,64	99,83
Fe_2O_3 : FeO (atomi)	0,34	0,21	0,46	0,24	0,30	0,38	0,30	0,40	0,50	0,66	0,50
FeO : MgO (atomi)	0,39	0,43	0,62	0,55	0,61	1,08	0,67	0,73	0,67	0,62	0,93

Institutul Geologic al României

Nr. crt	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Nr. probei	242	15	21	14	247	129	249	47	121	79	284	82
Roca	Granit cu biotit	Aplit albitizat	Aplit	Granit hidroter-malizat	Grano-diorit	Grano-diorit	Granit cu biotit	Granit porfiric	Granit cu biotit	Granit cu feldspat cenuşiu	Granit cu muscovit	Granit cu feldspat cenuşiu
Loca-lizare	Valea Şuşiţa	Valea Jiului	Valea Jiului	Valea Jiului	Valea Şuşiţa	Valea Porcului	Valea Şuşiţa	Valea Jiului	Valea Porcului	Valea Bratcului	Valea Susenilor	Valea Bratcului
SiO_2	68,92	69,04	69,38	70,32	70,89	70,90	71,45	71,71	71,72	72,57	72,84	73,04
Al_2O_3	14,41	18,33	15,78	13,82	13,80	14,36	13,86	14,40	14,05	14,85	15,18	13,86
Fe_2O_3	0,54	0,17	0,80	0,88	0,69	0,67	0,68	0,70	0,85	0,24	0,60	0,59
FeO	1,78	0,18	1,68	2,74	2,14	2,32	2,02	1,71	1,82	0,92	0,84	1,45
MnO	0,06	0,01	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,02	0,04	0,02
MgO	1,38	0,24	1,28	1,16	1,70	0,92	1,46	0,81	0,71	0,40	0,45	0,92
CaO	2,53	0,67	2,25	2,86	1,94	1,59	2,18	0,93	0,97	0,42	1,80	0,85
Na_2O	4,34	10,02	4,75	2,89	3,78	4,47	4,05	2,92	4,71	2,10	3,37	2,08
K_2O	3,75	0,21	2,63	2,52	3,31	3,38	3,00	5,37	3,83	7,88	3,97	6,10
TiO_2	0,37	0,47	0,37	0,50	0,42	0,33	0,41	0,31	0,27	0,21	0,15	0,41
P_2O_5	0,09	0,12	0,11	0,15	0,10	0,07	0,10	0,12	0,05	0,05	0,05	0,05
H_2O^+	1,13	0,29	1,04	1,60	1,11	0,89	0,90	0,84	0,63	0,39	0,69	0,69
CO_2	0,92	—	—	0,24	0,14	0,30	—	0,20	0,29	+ —	—	+ —
S	urme	—	urme	—	urme	urme	urme	—	—	urme	—	urme
TOTAL	100,22	99,75	100,09	99,72	100,07	100,24	100,16	100,07	99,95	100,05	99,98	100,06
Fe_2O_3 : FeO (atomi)	0,28	0,67	0,42	0,29	0,30	0,28	0,32	0,38	0,44	0,23	0,67	0,40
FeO : MgO (atomi)	0,71	0,50	0,75	1,31	0,71	1,39	0,78	1,20	1,47	1,30	1,09	0,87

Institutul Geologic al României

4) Rocile filoniene care străbat granitoidele după diferite sisteme de fisuri, sînt reprezentate prin granite pegmatoide (pegmatite), aplite, porfire dioritice sau granodioritice şi lamprofire (spessartite mai rar camptonite, pl. II, fig. 4), tipuri de roci dintre care unele au fost descrise şi în lucrările anterioare. Aceste roci suferă şi ele adesea, atît fenomenul de autometamorfism, cît şi laminarea şi metamorfismul hercinic.

Petrochimia rocilor granitoide

Pentru a caracteriza rocile granitoide din punct de vedere petrochimic, au fost efectuate 23 de analize chimice noi[4], care cuprind atît petrotipurile granitoidelor sinorogene (diorite, granodiorite, granite, granitoide autometamorfozate), cît şi granitele tardeorogene de Suseni şi valea Bratcului (pl. III). De asemenea, au fost analizate rocile filoniene (aplite, pegmatite, porfire, lamprofire) şi o separaţie melanocrată (autolit) din granitoidele de pe valea Jiului (tab. 1).

După cum rezultă din tabelul 1, principalii oxizi determinaţi în această serie de roci granitoide variază în limite destul de largi.

SiO_2	54,03 — 73,04 %
Al_2O_3	13,80 — 17,13 %
Fe_2O_3	0,24 — 2,46 %
FeO	0,84 — 5,50 %
MgO	0,40 — 7,42 %
CaO	0,42 — 6,65 %
Na_2O	2,08 — 4,75 %
K_2O	1,67 — 7,88 %
TiO_2	0,15 — 1,00 %

De remarcat că conţinuturile maxime de FeO şi MgO au fost determinate în lamprofire, iar cel de Fe_2O_3 apare în dioritul melanocrat, bogat în hornblendă. Conţinutul cel mai ridicat de K_2O se găseşte în granitele tardeorogene de pe valea Bratcului, precum şi într-un granit pegmatoid de pe valea Jiului, iar cel de Na_2O în aplite, roci care au suferit adesea fenomene mai intense de albitizare. Printre acestea din urmă se remarcă un aplit în care Na_2O ajunge pînă la 10,0 %, iar Al_2O_3 pînă la 18,33 %, în timp ce conţinuturile de K_2O, Fe_2O_3, FeO şi MgO sînt foarte mici, variind în general între 0,17 şi 0,24 %; această rocă se proiectează pe diferitele diagrame construite în afara cîmpului de proiecţie al seriei de roci granitoide. Conţinutul de CO_2 nu depăşeşte 0,92 % , iar cel de apă este mai

[4] Analizele publicate de cercetătorii anteriori nu au fost utilizate în această lucrare, întrucît ele nu au fost însoţite şi de analize spectrografice.

Institutul Geologic al României

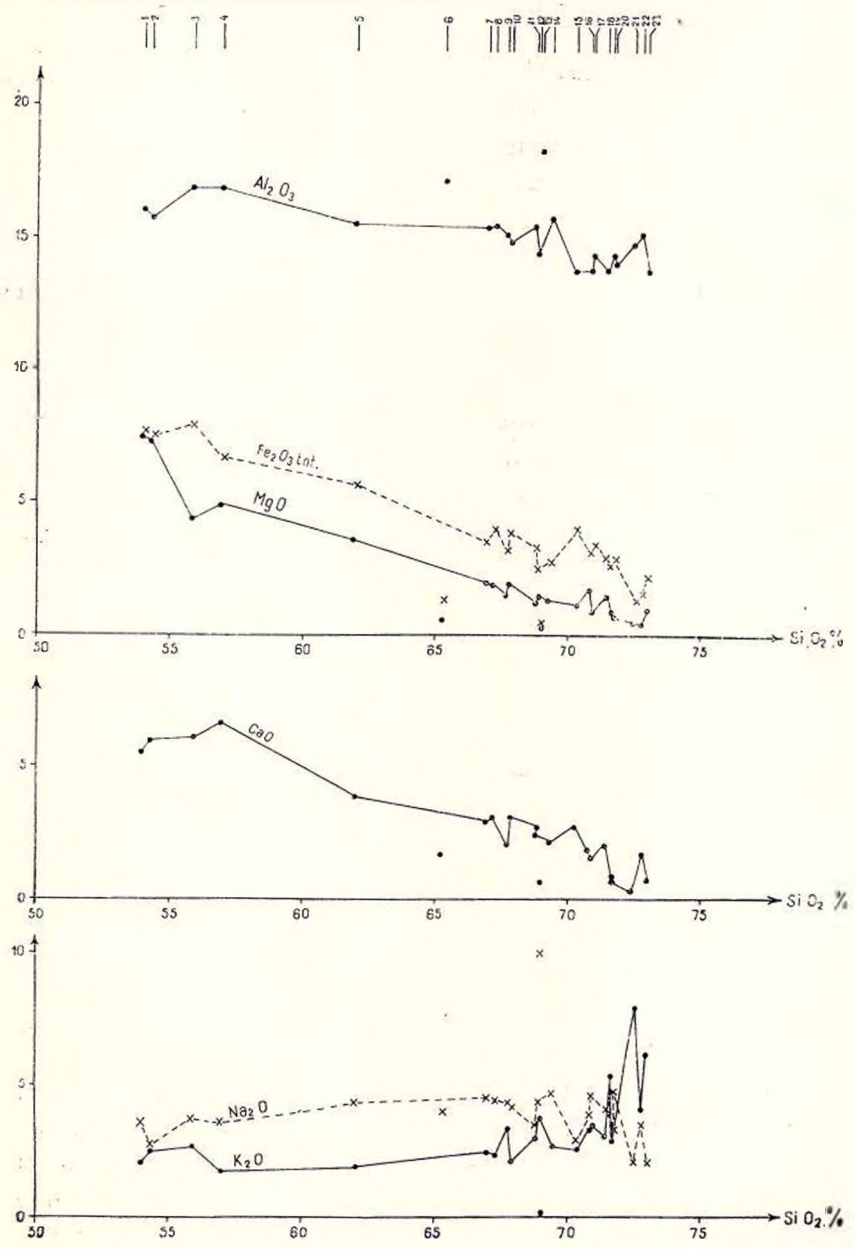


Fig. 1. — Diagrama de variaţie a oxizilor.
Diagramme de la variation des oxydes.

Institutul Geologic al României

ridicat în diorite și în lamprofire, roci bogate în amfiboli, precum și în granitoidele autometamorfozate ai căror feldspați sînt înlocuiți cu minerale sericitoase. Menționăm că în granitele cu feldspat cenușiu intens de pe valea Bratcului s-a decelat prezența grafitului.

Proiecția oxizilor pe diagrama Tyrell (fig. 1) pune în evidență un proces de diferențiere a magmei granitoide primare, punctele reprezentative ale rocilor înscriindu-se în lungul unor curbe care caracterizează foarte bine acest fenomen. Toate curbele indică o variație mai mult sau mai puțin uniformă în intervalul cuprins între lamprofire și granodiorite, după care, în aspectul lor intervin o serie de oscilații ce caracterizează în special granitele și granodioritele, în a căror compoziție mineralele melanocrate și leucocrate variază cantitativ și în care procesele de autometamorfism s-au manifestat cu intensități diferite.

Rapoartele Fe_2O_3 : FeO și FeO : MgO variază într-un mod asemănător în lungul seriei de roci granitoide, așa cum rezultă pentru primul raport din figura 2. Cu toate aceste oscilații se poate urmări destul de clar

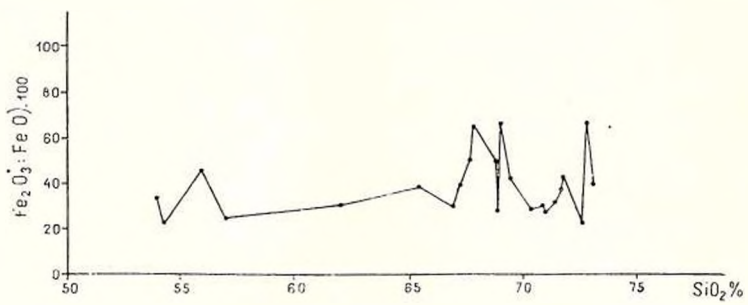


Fig. 2. — Diagrama de variație a raportului (Fe_2O_3 : FeO) 100.
Diagramme de la variation du rapport (Fe_2O_3 : FeO) 100.

evoluția procesului de diferențiere care a imprimat un sens descendent, în special conținutului de Fe_2O_3 total, MgO și CaO, oxizi care scad de la rocile bazice (lamprofire) și diorite spre granodiorite și granite. Aceeași tendință descendentă, însă mai atenuată, se observă și în cazul Al_2O_3. În domeniul lamprofirelor, dioritelor și granodioritelor curbele Na_2O și K_2O sînt aproximativ paralele și indică o foarte slabă tendință de creștere cu aciditatea rocilor. Dincolo de acest domeniu ele prezintă oscilații mai mari, paralelismul lor nu se mai păstrează, remarcîndu-se o creștere a valorilor K_2O pentru termenii cei mai acizi și o scădere a celor de Na_2O.

Institutul Geologic al României

Compoziţia normată (CIPW) a rocilor granitoide (tab. 2) indică variaţii importante în ceea ce priveşte participarea diferitelor minerale virtuale. Astfel, cu excepţia lamprofirelor, cuarţul variază în rocile granitoide de la 4,02% pînă la 33,84%, iar feldspatul potasic de la 10,01% pînă la 46,70%. Plagioclazul variază de asemenea în limite largi şi anume, de la 18,93% pînă la 54,64%, componentul *ab* depăşind adesea media stabilită de W e d e p o h l (1969). Aplitul albitizat face excepţie de la această serie, conţinînd 84,36% albit şi numai 1,11% feldspat potasic, respectiv 2,50% anortit.

Componenţii mafitici variază şi ei în limite largi, astfel că piroxenul (diopsid + hypersten) care a rezultat prin calcul din hornblenda şi biotitul prezente în roci, oscilează între 1,89 şi 21,37%; ultima cifră se referă la diorite care conţin hornblendă în cantităţi apreciabile.

Parametrii magmatici Niggli (vezi B u r r i, 1959) ai rocilor granitoide (tab. 3) arată că acestea corespund următoarelor tipuri de magmă mai caracteristice: lamprodioritică, granodioritică, granodioritică cu tendinţă granitică, farsunditică spre granodioritică, farsunditică spre adamelitică, granitică, engadinit-granitică, natronrapakiwitică, leucocuarţ-dioritică, leucogranitică şi aplitgranitică din seria calco-alcalină.

Aceste caracteristici petrochimice, corelate cu compoziţia mineralogică, ne-au condus în baza principiilor stabilite de diferiţi autori (N o c k o l d s, 1954; C h a y e s, 1957; S i m o n e n, 1960; S t r e c k e i s e n, 1967) pentru clasificarea rocilor plutonice acide, la stabilirea petrotipurilor care alcătuiesc seria calco-alcalină de roci granitoide din regiune.

Această serie granitoidă se caracterizează prin conţinuturi relativ ridicate de alcalii, particularitate ce rezultă clar din diagrama *al* :*alk* (fig. 3), pe care termenii săi se proiectează în cîmpul rocilor cu conţinut bogat şi intermediar de componenţi alcalini, cu excepţia lamprofirelor şi a unui porfir dioritic care se situează în domeniul rocilor sărace în astfel de componenţi.

Aceste particularităţi reies şi din diagrama *al* :*fm* (fig. 4) pe care rocile se proiectează în lungul unei linii care porneşte din domeniul semifemic, intersectează cîmpul izofalic şi ajunge pînă în cîmpul salic. Dioritul cuarţifer de pe valea Jiului se situează la interiorul cîmpului izofalic, iar majoritatea granitoidelor se concentrează în domeniul izofalic şi salic. Această distribuţie lineară a punctelor de proiecţie a rocilor granitoide scoate clar în evidenţă faptul că rocile au derivat dintr-o magmă granitoidă primară şi exclude posibilitatea ca acestea să fi rezultat printr-un proces metasomatic sau de altă natură.

Institutul Geologic al României

TABE

Compoziția normată (C.I.P.W.)

Nr. crt. / Minerale normative	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
qu	2,22	4,20	1,02	7,65	15,06	10,50	22,20	22,92	24,96	25,56
or	11,68	13,90	16,12	10,01	11,12	46,15	13,90	13,34	19,46	12,23
ab	29,87	23,58	31,44	29,34	36,16	33.54	38,25	37,20	36,16	35,11
an	21,96	23,63	21,13	25,30	16,96	1,67	11,95	13,34	4,45	15,01
di	1,11	1,13	6,96	5,62	—	—	—	—	—	—
hy	24,20	25,20	12,59	15,75	13.68	2,12	7,94	7,84	6,01	6,68
c	—	—	—	—	0,20	1,53	1,02	0,92	2,86	0,31
ap	0,34	0,67	0,34	0,34	0,34	0,67	0,34	0,34	0,34	0,34
cc	1,30	1,00	—	—	0,70	1,70	0,80	0,40	1,80	—
mt	2,78	1,86	3,71	1,86	1,86	0,70	1,16	1,62	1,39	2,09
hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
il	1,98	1,82	2,13	1,82	1,52	0,46	0,91	0,91	0,76	0,91
ru	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
pr	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—

TABE

Valorile parametrilor Niggli

Nr. crt.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p
1	146,1	25.5	45.6	16,2	12,7	0,27	0,66	0,36	2,1	0,16
2	148,9	25,5	45,3	17,6	11,5	0,36	0,66	0,39	2,0	0,33
3	162,5	28,8	36,5	19,2	15,5	0,33	0,52	0,53	2,4	0,17
4	168,1	29,3	36,5	21,1	13,1	0,24	0,59	0,58	2,1	0,18
5	219,1	32,3	33,7	15,1	18,9	0,22	0,55	0,45	2,1	0,21
6	289,4	44,7	8,2	8,0	39,1	0,56	0,39	0,98	0,8	0,27
7	280,5	37,9	23,4	13,6	25,1	0,25	0,53	0,58	1,5	0,25
8	279,8	38,0	24,5	13,7	23,8	0,25	0,49	0,56	1,5	0,25
9	306,8	40,3	21,3	10,1	28,3	0,34	0,50	0,47	1,4	0,28
10	292,0	37,7	24.5	14,7	23,0	0,25	0,49	0,60	1,6	0,26
11	316,8	42,0	20,2	13,5	24,3	0,38	0,42	0,67	1,4	0,28
12	316,8	38,9	18,2	12,4	30,4	0,36	0,52	0,68	1,4	0,28
13	314,2	49,2	3,0	3,3	44,5	0,01	0,55	1,10	1,6	0,27
14	315,8	42,3	18,0	10,9	28,7	0,27	0,48	0,61	1,4	0,27
15	345,2	39,8	23,3	15,0	21,8	0,36	0,37	0,64	1,8	0,30
16	340,1	38,9	23,3	10,1	27,7	0,36	0,52	0,43	1,4	0,29
17	346,1	41,3	18,5	8,5	31,7	0,33	0,37	0,46	1,2	0,29
18	343,9	39,3	21,1	11,3	28,3	0,33	0,49	0,54	1,4	0,29
19	379,1	44,8	16,8	5,4	33,0	0,55	0,38	0,32	1,3	0,32
20	366,2	42,3	16,9	5,2	35,6	0,34	0,31	0,31	1,2	0,31
21	408,1	49,3	8,4	2,4	39,9	0,71	0,40	0,29	1,0	0,34
22	393,9	48,4	10,0	10,4	31,2	0,44	0,35	1,00	0,6	0,32
23	404,0	45,2	16,9	5,0	32,9	0,66	0,45	0,30	1,7	0,33

Institutul Geologic al României

LUL 2

a rocilor granitoide

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
28,80	23,58	8.88	24,36	35,22	28,92	26.82	28,44	30,90	27,06	28,38	33,72	33,84
18,35	22,24	1.11	15,57	15,01	19,46	20,02	17,79	31,69	22,24	46,70	23,35	36,14
28,82	36,68	84,36	40,35	24,63	31,96	37,73	34,58	24,63	39,82	17,82	28,30	17,82
12,79	5,84	2,50	10,29	11,68	8,06	5,28	10,01	2,50	1,95	1,11	8,06	3,34
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,24	5,78	0,60	5.05	6,33	7,10	5,47	6,21	4,24	3,81	2,19	1,89	3,75
1,84	1,02	0,82	1,33	1,94	1,02	1,43	0,20	2.86	1,53	2,45	2,45	2,55
0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34
—	2,10	—	—	0,60	0.30	0,70	—	0,50	0,70	—	—	—
1,62	0,70	—	1,16	1,39	0,93	0,93	0,93	0,93	1,39	0,23	0,93	0,93
—	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,76	0,76	0,46	0,76	0,91	0,76	0,61	0,76	0,61	0,61	0,46	0,30	0,76
—	—	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

LUL 3

pentru rocile granitoide

w	qz	Q	L	M	Tipul de magmă
0,25	—4,7	33,6	40,0	26,4	Lamprodioritică
0,17	2,9	35,5	38,5	26,2	Lamprodioritică
0,32	0,5	35,7	42,9	21,4	Dioritică
0,19	15.7	38,8	40,7	20,5	Dioritică
0,23	43,5	44,0	41,2	14,8	Cuarțdioritică
0,32	33,0	43,5	53.0	3,5	Leucogranitică-granitică
0,23	80,1	49,1	42,4	8,5	Granodioritică
0,29	84,6	49,7	40,9	9,4	Granodioritică
0,32	93,6	50,5	41,4	8,1	Granodioritică-granitică
0,38	100,0	51,5	40,0	8,5	Farsunditică-granodioritică
0,33	119,6	53,7	37,9	8,4	Farsunditică — Adamelitică
0,19	95,2	50,3	44,5	5,2	Granitică-granodioritică
0,40	36,2	44,1	53,8	2,1	Aplitgranitică
0,29	101,0	51,4	41,4	7,2	Leucocuarțdioritică
0,24	158,0	57,3	34,0	8,7	Granitică
0,21	129,3	53,9	38,1	8,0	Granitică-granodioritică
0,20	119,3	52,7	40,9	6,4	Natronrapakiwitică
0,22	130,7	53,9	39,5	6,5	Granitică-Granodioritică
0,25	147,1	55,2	37,8	7,0	Engadinitgranitică
0,32	123,8	52,7	41,5	5,8	Leucogranitică
0,13	148,5	54,8	40,7	4,5	Aplitgranitică
0,40	169,1	57,5	37,5	5.0	Leucogranitică
0,29	172,4	57,2	35,8	7,0	Leucogranitică

Institutul Geologic al României

În seria de roci granitoide predomină termenii bogaţi în SiO_2, cu excepţia lamprofirelor care conţin rar cuarţ şi acesta de origine secundară. Această caracteristică este ilustrată de diagrama triunghiulară

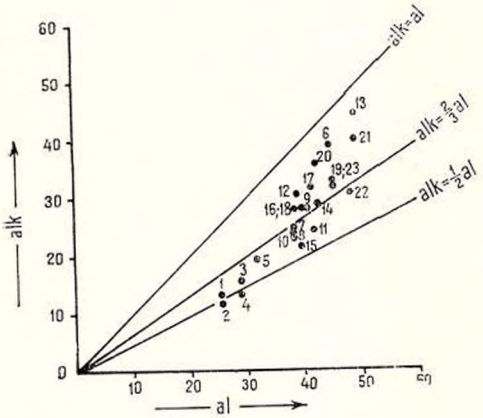


Fig. 3 — Diagrama al : alk.
Diagramme al : alk.

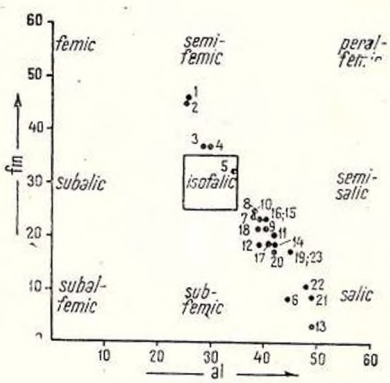


Fig. 4. — Diagrama al : fm.
Diagramme al : fm.

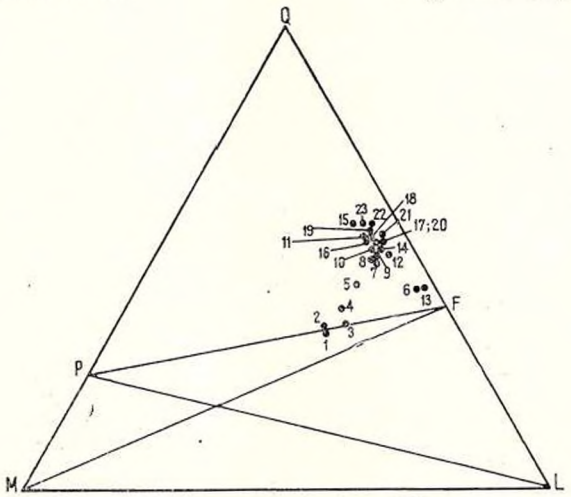


Fig. 5. — Diagrama ternară QLM.
Diagramme ternaire QLM.

QLM (fig. 5), pe care majoritatea granitelor şi granodioritelor se grupează într-un cîmp situat în apropierea laturei QL, spre colţul Q. Unul din lamprofire se proiectează sub linia FP.

Sensul evoluţiei magmelor granitoide rezultă clar din diagrama de diferenţiere (fig. 6), care în partea sa terminală se asemănă întrucîtva

Institutul Geologic al României

cu cea construită de M a n o l e s c u (1937) şi din care reies o serie de particularităţi. Curba parametrului *fm* scade sensibil în lungul seriei, caracter mai puţin pronunţat la curba parametrului *c*. Curbele parametrilor *al* şi *alk* au un sens ascendent, păstrînd un oarecare paralelism la

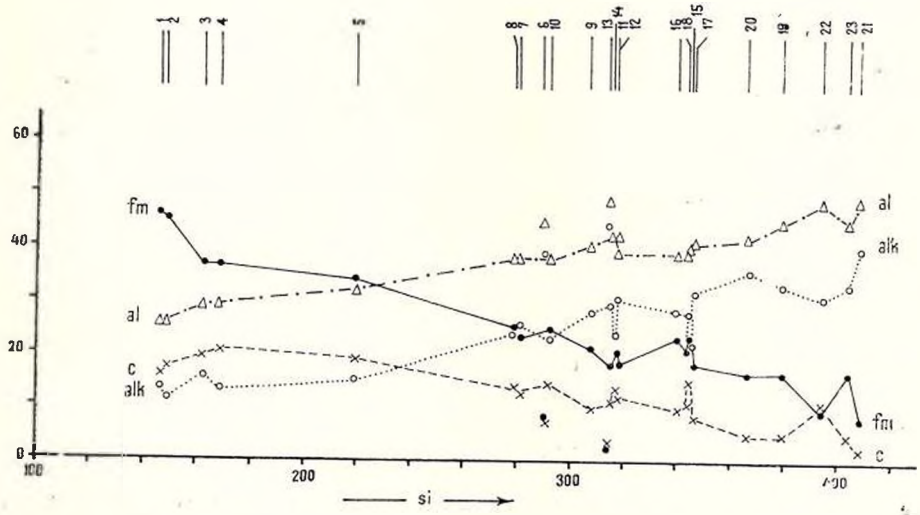


Fig. 6. — Diagrama de diferenţiere a rocilor granitoide.
Diagramme de différentiation des roches granitoïdes.

începutul seriei; parametrul *alk* manifestă oscilaţii mai pronunţate în domeniul rocilor granitice. Punctul izofalic al seriei granitoide se găseşte în dreptul valorii *si*=225 şi corespunde aproximativ compoziţiei dioritului care pe diagrama *al*:*fm* (fig. 4) se situează la interiorul cîmpului izofalic. Curbele parametrilor *c* şi *alk* se intersectează la *si*=235/17,5, iar cele ale parametrilor *fm* şi *alk* se intersectează în mai multe puncte situate în intervalul delimitat de valorile *si*=280 şi *si*=345.

Această evoluţie a seriei granitoide din plutonul de Şuşiţa urmăreşte în general sensul diferenţierii magmelor din provinciile calco-alcaline. Concluzia aceasta este confirmată şi de faptul că pe diagrama *k*:*mg* (fig. 7) rocile se proiectează într-un cîmp situat între diagonalele 0,65 *k*-*mg* şi 1,00*k*-*mg*. La dreapta ultimei diagonale se proiectează granitele tardeorogene de pe valea Bratcului, care au o tendinţă alcalină, fiind bogate în feldspat potasic, şi unul din lamprofire.

Institutul Geologic al României

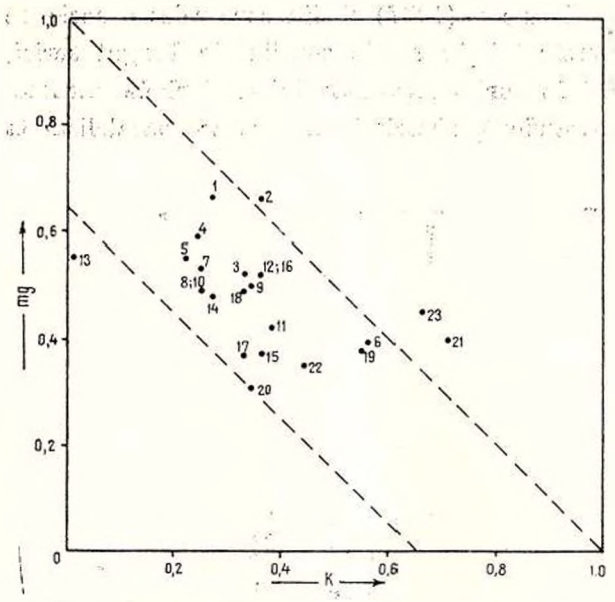


Fig. 7. — Diagrama k : mg.
Diagramme k : mg.

Distribuţia elementelor minore în rocile granitoide

În scopul stabilirii distribuţiei elementelor minore în plutonul granitoid, rocile a căror analiză chimică este redată în tabelul 1 au fost cercetate prin analiza spectrală, determinîndu-se conţinuturile de Pb, Cu, Ni, Cr, V, Be, Ba, Sr şi Li (tab. 4). Pe lîngă acestea au mai fost analizate spectral încă 25 probe de roci granitoide (tab. 5) menite să completeze datele de mai sus (pl. III). Pe baza rezultatelor obţinute au fost construite diagrame de variaţie după metoda folosită de N o c k o l d s şi A l l e n (1953—1956), raportînd conţinutul elementelor minore şi majore la indicele de diferenţiere $\frac{1}{3}$ Si + K) — (Ca + Mg).

S-a urmărit de asemenea variaţia rapoartelor dintre elementele minore înşile, sau dintre ele şi elementele majore pe care le înlocuiesc izomorf în reţeaua cristalină a mineralelor (tab. 6).

După cum s-a arătat în capitolul anterior, rocile granitoide sînt în general acide, fapt care rezultă şi din diagrama din figura 8, în care conţinutul de Si creşte de la lamprofire spre diorite şi granodiorite, păstrîndu-se apoi aproape constant în ultimii termeni ai seriei. Aluminiul prezintă însă o tendinţă slabă de scădere în lungul acestei serii. Deşi Ga este legat geochimic de Al (S h a w, 1964), curba lui creşte puţin la începutul seriei, după care se menţine constantă în cele mai multe

Institutul Geologic al României

TABELUL 4

Distribuția elementelor minore (ppm) în rocile granitoide din tabelul 1[5]

Nr. crt.	Nr. probă	Tipul de rocă	Localizare	Pb	Cu	Ga	Ni	Cr	V	Be	Ba	Sr	Li
1	108	Lamprofir	Valea Jiului	6,5	42	16,5	180	230	90	1,9	220	215	42
2	29	Lamprofir	Valea Jiului	<3	51	22	270	200	160	1,7	440	195	39
3	45	Porfir dioritic	Valea Jiului	3	24	21	10	72	170	1,2	430	250	18
4	317	Diorit bogat în hornblendă	Creasta de la Est de Valea Jiului	9,5	42	21,5	<5	10	95	<1	600	270	17
5	11	Diorit cuarțifer	Cariera Valea Jiului	23	53	26	58	68	78	2,0	700	375	37
6	54	Granodiorit	Valea Jiului	17,5	19	21	14	30	42	1,7	660	330	37
7	40	Granodiorit	Valea Jiului	26	28	22	15	28	29	1,5	630	280	30
8	44	Separație melanocrată în granodiorit	Valea Jiului	5,5	8	22	13	28	26	1,6	660	240	17
9	15	Aplit albitizat	Valea Jiului	6	29	31	<5	<5	4	2,3	90	425	<2
10	14	Granodiorit hidrotermalizat	Valea Jiului	23	36	22,5	8	<5	19	3,0	550	380	51
11	276	Granit cu biotit	Valea Susenilor	10,5	13	20,5	<5	<5	16	<1	1300	300	33
12	21	Aplit	Valea Jiului	6,5	8	29	9,5	<5	20	1,6	950	210	24
13	12	Granodiorit	Valea Jiului	21	30	23	13	15	20	2,2	880	410	41
14	249	Granit cu biotit	Valea Șușița	11,5	10	19	10,5	15	25	2,0	880	220	22
15	242	Granit cu biotit	Valea Șușita	9	15,5	19	11	17	22	1,9	800	210	43
16	247	Granodiorit	Valea Șușița	10,5	14,5	18,5	13	18	27	2,4	900	215	37
17	129	Granodiorit	Valea Porcului	8	15,5	21,5	9	8	11	2,3	800	200	6
18	284	Granit cu muscovit	Valea Susenilor	32	8	18,5	<5	<5	8	2,0	1050	275	23
19	121	Granit cu biotit	Valea Porcului	17	16,5	20,5	<5	<5	6	2,5	1000	140	3
20	47	Granit porfiric	Valea Jiului	33	16,5	25	<5	<5	7	1,9	460	160	14
21	13	Granit pegmatoid	Valea Jiului	34	15	22	<5	<5	4	1,4	880	540	10
22	82	Granit cu feldspat cenușiu	Valea Bratcului	42	12,5	14,5	7	7	14	1,4	1550	215	16
23	79	Granit cu feldspat cenușiu	Valea Bratcului	40	12	12	6	16	6,5	<1	1500	200	2

[5] Ordinea probelor în tabel corespunde creșterii indicelui de diferențiere

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Distribuția elementelor minore (ppm) în rocile granitoide

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	Localizare	Pb	Cu	Ga	Ni	Cr	V	Be	Ba	Sr	Li
1	308	Lamprofir	Creasta Bumbeștilor	11	22	20	11	94	210	1,9	480	370	24
2	307	Porfir dioritic	Creasta Bumbeștilor	16	17	22,5	15	25	36	2,2	1100	260	39
3	55	Granodiorit	Valea Jiului	19,5	7	22	15	34	34	2,0	730	385	37
4	56	Granodiorit	Valea Jiului	30	11	25	16	40	35	1,5	780	360	22
5	68	Granodiorit	Valea Bratcului	60	9	29	8	17	18	1,9	1000	240	30
6	132	Granodiorit	Valea Porcului	15,5	10	23	8,5	17	25	2,2	880	290	46
7	134	Granodiorit	Valea Porcului	15,5	10	25	12	28	30	2,3	1000	430	32
8	196	Granodiorit hidrotermalizat	Valea Vîjoaia	34	19,5	27	<5	<4	6,5	2,4	900	46	3
9	198	Granodiorit piritizat	Valea Vîjoaia	11	11,5	20	<5	<4	<4	2,4	2300	110	10
10	233	Granodiorit hidrotermalizat	Valea Jiului	16	3,0	23	<5	<4	24	3,4	700	260	46
11	241	Granodiorit	Valea Șușița	14	3,5	21	14	21	35	2,8	770	245	39
12	244	Granodiorit	Valea Șușița	16	5	21,5	14	24	37	2,3	1050	250	27
13	300	Granodiorit	Creasta Bumbeștilor	20	6	21	12	15	24	2,7	1100	210	71
14	3	Granit hidrotermalizat	Valea Jiului	18	5	26	<5	6	19	4,2	520	470	30
15	120	Granit cu biotit	Valea Porcului	30	9	27	<5	<4	8,5	3,0	1250	135	9
16	240	Granit cu biotit	Valea Șușița	19	5,5	23	17	23	39	3,0	1400	250	33
17	275	Granit cu biotit	Valea Susenilor	21	<3	18	<5	<4	18	<1	1600	380	19
18	279	Granit cu biotit	Valea Susenilor	34	5,5	23,5	<5	<4	24	2,4	880	460	63
19	17	Granit hidrotermalizat	Valea Jiului	8	6	22	6,5	<5	26	5,5	530	450	39
20	131	Granit hidrotermalizat	Valea Porcului	9	5	20,5	9	16	26	2,2	640	225	24
21	154	Granit pegmatoid (migmatic)	Pîrîul Lăcșoare	42	3,5	18	<5	<4	<4	1,1	970	230	3
22	262	Granit pegmatoid (migmatic)	Valea Șușița	30	<3	16,5	<5	<4	<4	1,8	200	80	<3
23	283	Granit cu biotit și muscovit	Valea Susenilor	23	<3	23	<5	<4	8	1,7	1450	360	41
24	289	Granit cu biotit	Pîrîul Cioclovina	24	<3	18,5	<5	<4	5	2,5	1300	290	12
25	8	Pegmatit	Valea Jiului	27	<3	14,5	<5	<4	8,5	~1	600	180	3

Institutul Geologic al României

TABELUL 6

Relațiile dintre elementele minore și majore din rocile granitoide

Nr. crt.	Nr. probei	$\left(\frac{1}{3}Si+K\right)-(Ca+Mg)$	$\frac{Ni.10^3}{Fe^{3+}}$	$\frac{Ni.10^3}{Mg}$	$\frac{Ni.10^3}{Fe\ tot.}$	$\frac{Cr.10^3}{Fe^{3+}}$	$\frac{Cr.10^3}{Fe\ tot.}$	$\frac{Cr.}{Ni}$	$\frac{V.10^3}{Fe^{3+}}$	$\frac{V.10^2}{Ti}$	$\frac{V.10^3}{Fe\ tot.}$	$\frac{Sr.10^2}{Ca}$	$\frac{Sr.10^3}{Ca+K}$	$\frac{Ba.10^2}{K}$	$\frac{Li.10^3}{Mg}$	$\frac{Ga.10^3}{Al}$
1	108	+ 1,62	4,56	4,02	3,43	17,69	4,38	1,27	6,92	1,50	1,71	0,53	3,77	1,30	0,94	0,19
2	29	+ 1,78	6,32	6,13	5,18	21,27	3,85	0,74	17,00	2,76	3,07	0,45	3,05	2,20	0,89	0,26
3	45	+ 2,56	0,27	0,34	0,21	8,18	1,55	7,2	19,30	2,98	3,67	0,52	4,07	3,09	0,61	0,23
4	317	+ 3,98				0,58	0,18		5,52	1,46	1,73	0,61	4,06	2,64	0,65	0,24
5	11	+ 6,22	1,92	2,69		7,55	1,73	1,17	8,66	1,66	1,99	1,32	8,60	4,54	1,72	0,31
6	54	+ 8,89	0,86	1,22	0,53	2,94	1,14	2,14	4,12	1,40	1,59	1,44	8,18	3,77	3,22	0,26
7	40	+ 8,99	0,76	1,28	0,55	3,73	1,03	1,86	3,86	0,94	1,07	1,25	6,74	3,28	2,56	0,26
8	44	+ 9,06	0,69	1,10	0,58	4,91	1,15	2,47	4,56	0,84	1,06	1,10	5,76	3,33	1,49	0,26
9	15	+10,30							3,33	0,14	1,53	8,67	64,40	5,29		0,31
10	14	+10,30	0,37	0,14	0,29				3,12	0,63	0,69	1,86	9,20	2,63	7,28	0,30
11	276	+10,57							2,30	0,70	0,68	1,51	6,63	5,11	4,58	0,25
12	21	+10,61	0,73	1,23	0,51				3,56	0,91	1,07	1,30	5,54	4,36	3,12	0,34
13	12	+10,86	0,89	1,38	0,59	2,11	0,69	1,15	2,82	0,83	0,92	2,75	9,66	3,20	4,36	0,28
14	249	+11,18	0,66	1,19	0,51	3,19		1,42	5,32	0,31	0,34	1,41	5,43	3,53	2,50	0,25
15	242	+11,21	0,79	1,32	0,62	4,47	0,96	1,54	5,95	1,00	1,25	1,16	4,26	2,57	5,18	0,24
16	247	+11,38	0,78	1,27	0,60	3,75	0,84	1,38	5,62	1,08	1,26	1,54	5,19	3,27	3,56	0,25
17	129	+12,16	0,50	1,63	0,39	1,70	0,35	0,88	2,34	0,55	0,48	1,75	5,07	2,85	1,09	0,28
18	284	+13,08							1,91	0,89	0,74	2,13	6,00	3,19	0,85	0,23
19	121	+13,23							1,02	0,37	0,30	2,02	3,61	3,14	0,70	0,27
20	47	+14,48							1,43	0,37	0,38	2,42	3,12	1,03	2,86	0,32
21	13	+15,13										4,46	7,06	1,36	3,45	0,34
22	82	+15,28	0,61	1,27	0,45	1,70	0,45	1,00	3,41	0,56	0,91	3,57	3,79	2,73	2,91	0,19
23	79	+17,31	0,84	2,50	0,68	9,41	1,81	2,66	3,82	0,50	0,73	6,66	2,92	2,29	0,83	0,15

Institutul Geologic al României

roci, scăzînd puţin în termenii cei mai acizi. Raportul $Ga \times 10^3/Al$ scoate în evidenţă aceeaşi caracteristică, el variind între 0,19 în rocile bazice (lamprofire) şi 0,34 în granite.

Conţinuturile de Cr, Ni şi V prezintă curbe de variaţie aproximativ paralele, care arată o descreştere accentuată la începutul seriei,

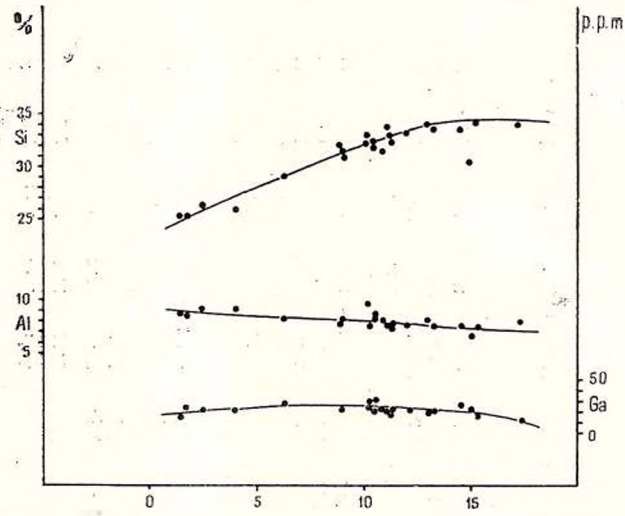


Fig. 8. — Diagrama de variaţie a Si, Al şi Ga.
Diagramme de variation de Si, Al et Ga.

după care se menţin aproape orizontale, o mică excepţie făcînd Cr, al cărui conţinut creşte puţin în granitele tardeorogene (fig. 9).

În ceea ce priveşte conţinutul de Cr şi Ni, dioritele bogate în hornblendă şi porfirele dioritice al căror mineral melanocrat este reprezentat prin amfibol, se deosebesc de celelalte roci din serie, ele proiectîndu-se pe diagrame mult sub curbele de variaţie. Aceeaşi particularitate este scoasă în evidenţă şi de diagramele Cr-Ni (fig. 10) şi Cr-V (fig. 11); aceste diagrame arată că în timp ce în majoritatea rocilor granitoide între aceste elemente există o relaţie lineară, în lamprofire, diorite cuarţifere şi porfire dioritice nu se mai menţine această relaţie punctele de proiecţie pentru aceste roci dispersîndu-se puternic în partea de sus a diagramelor. Această comportare se datoreşte probabil faptului că rocile nu conţin biotit, mineral în a cărui reţea sînt admise elementele Cr şi Ni în poziţia Mg^{2+}, Fe^{2+} şi Fe^{3+} (Goldschmidt, 1954; Rankama şi Sahama, 1950).

Institutul Geologic al României

Rapoartele $Ni \times 10^3/Mg^{2+}$, $Ni \times 10^3/Fe^{2+}$ (fig. 12), $V \times 10^3/Ti$, $V \times 10^3/Fe^{3+}$ şi $Cr \times 10^3/Fe^{3+}$ (fig. 13) scad în lungul seriei — mai accentuat la începutul ei — şi prezintă o uşoară creştere în ultimul termen acid.

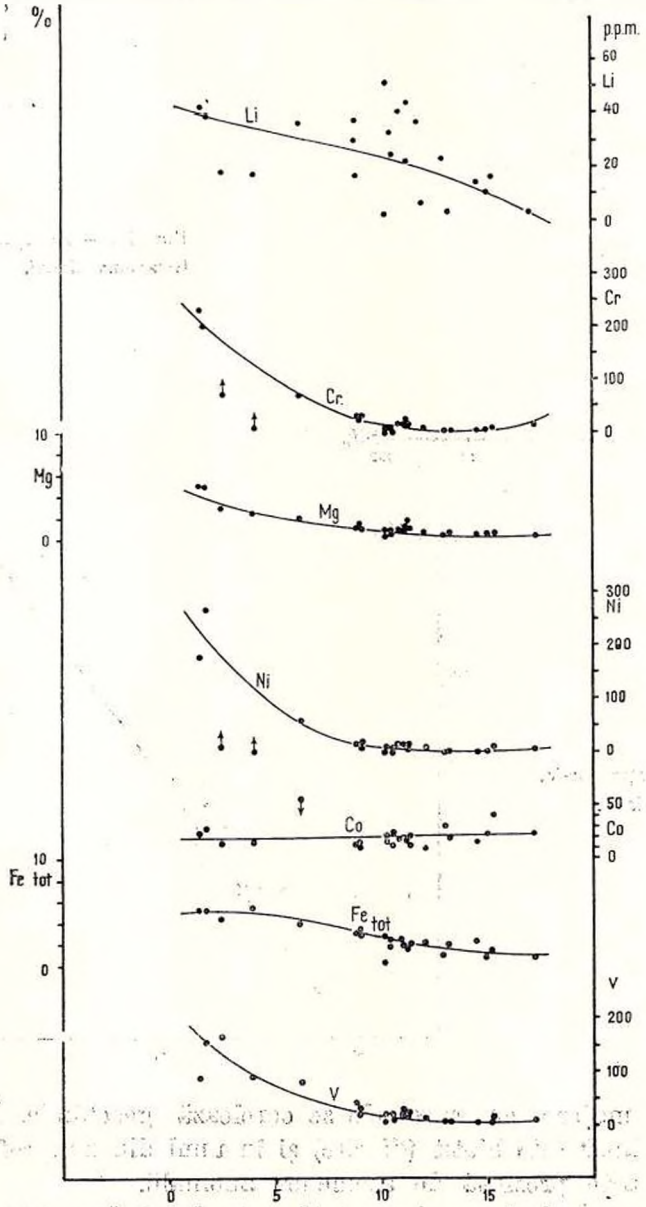


Fig. 9. — Diagrama de variaţie a Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe şi V.
Diagramme de variation de Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe et V.

Institutul Geologic al României

Această variaţie a rapoartelor este determinată de faptul că conţinutul acestor elemente minore prezintă o scădere mai pronunţată la începutul seriei, în comparaţie cu scăderea mai slabă a conţinuturilor

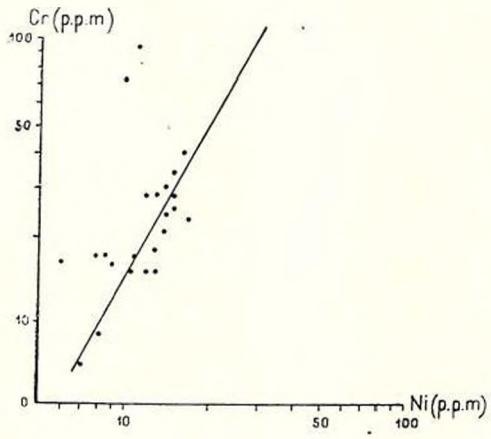


Fig. 10. — Relaţia Cr-Ni.
Relations Cr-Ni.

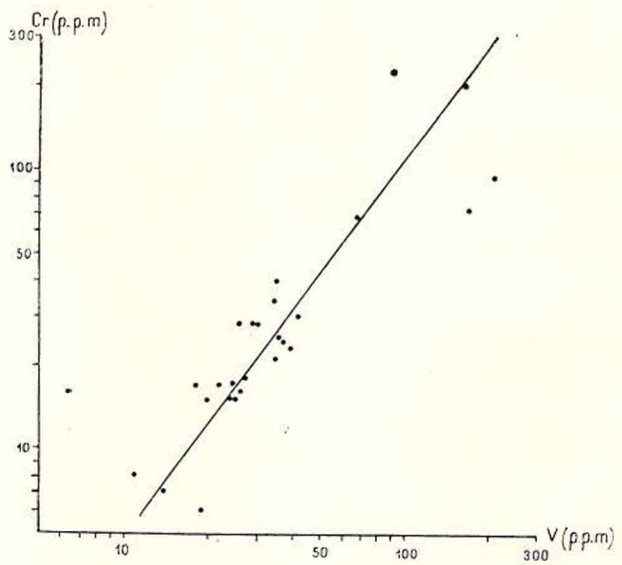


Fig. 11. — Relaţia Cr-V.
Relations Cr-V.

elementelor majore cu care ele se corelează geochimic. În rocile cu hornblendă, lipsite de biotit (diorite) şi în unul din lamprofire, valorile acestor rapoarte prezintă de asemenea anomalii.

Curba de variaţie a Li prezintă o tendinţă de scădere în lungul seriei granitoide, dar valorile determinate în unele din rocile granodio-

Institutul Geologic al României

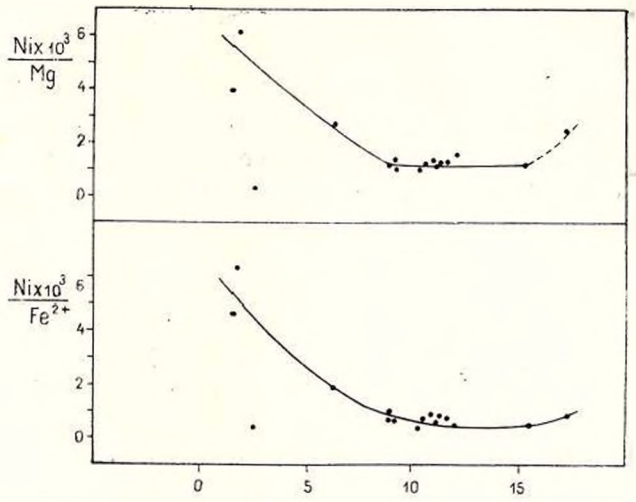


Fig. 12. — Diagrama de variație a rapoartelor Ni × $\times 10^3$/Mg și Ni $\times 10^3/Fe^{2+}$. Diagramme de la variation des rapports Ni $\times 10^3$ Mg et Ni $\times 10^3/Fe^{2+}$.

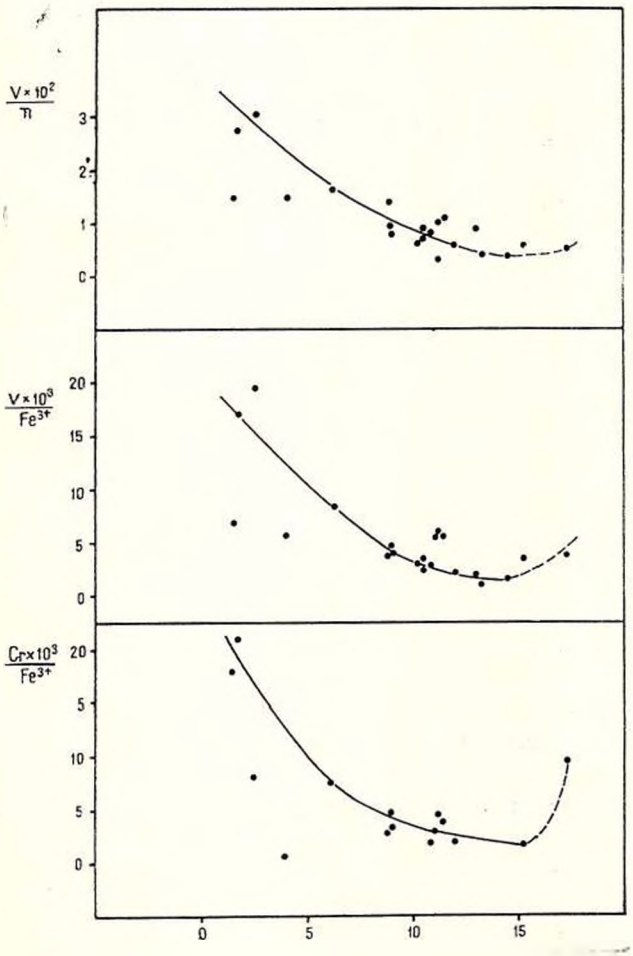


Fig. 13. — Diagrama de variație a rapoartelor V × $\times 10^2$/Ti, V $\times 10^3/Fe^{3+}$, Cr $\times 10^3/Fe^{3+}$. Diagramme de la variation des rapports V $\times 10^2$/Ti, V $\times 10^3/Fe^{3+}$, Cr $\times 10^3/Fe^{3+}$.

Institutul Geologic al României

ritice se îndepărtează mult de această curbă. Este probabil că conținutul variabil de biotit, mineral în a cărui rețea este admis cu precădere litiul în granodiorite, determină această comportare. În acest sens, se remarcă faptul că rocile bogate în biotit prezintă conținuturi maxime de Li, în timp

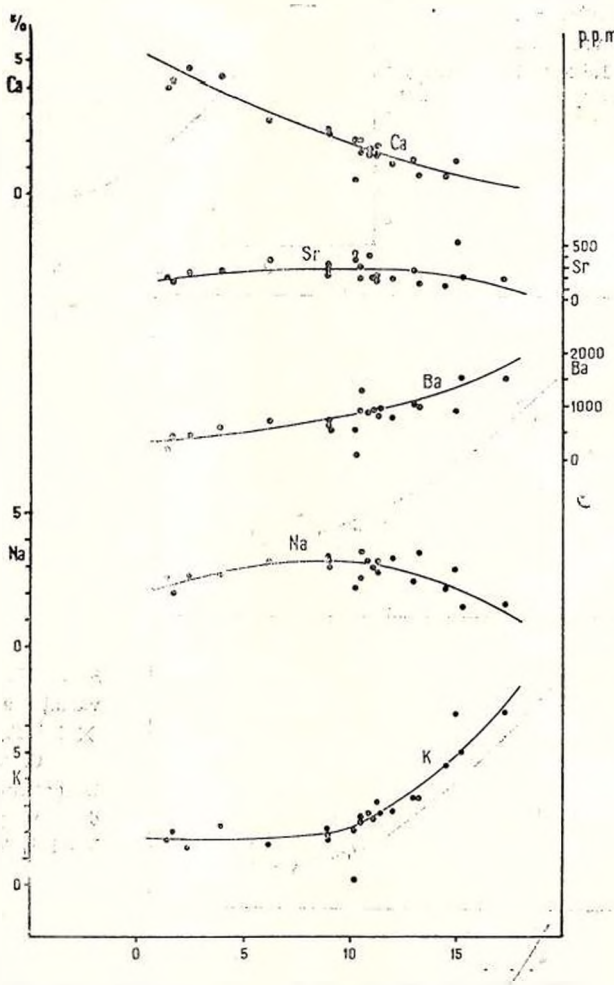


Fig. 14. — Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba, Na și K.
Diagramme de la variation de Ca, Sr, Ba, Na et K.

ce în cele bogate în hornblendă, dar lipsite de biotit, acest element apare în cantități mai mici.

Distribuția Ca, Sr, Ba, Na și K în seria de roci granitoide (fig. 14) comportă de asemenea o serie de particularități.

Institutul Geologic al României

Curba Ca prezintă o scădere treptată spre rocile cele mai acide, pe cînd K are valori aproape constante la începutul seriei, după care conţinutul său creşte puternic în rocile granitice. Deosebit se comportă Na, care creşte uşor la începutul seriei pînă la rocile granodio-

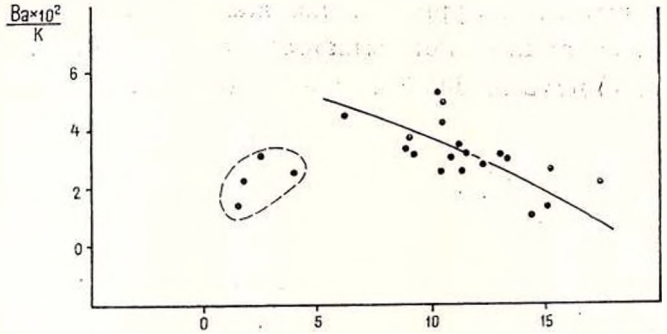


Fig. 15. — Diagrama de variaţie a raportului Ba × 10²/K.
Diagramme de la variation du rapport Ba × 10²/K.

ritice şi scade apoi în cele granitice. Elementele minore care le înlocuiesc prin fenomenul de diadochie, prezintă şi ele comportări diferite. Astfel, Ba creşte treptat de la lamprofire şi diorite spre granodiorite şi granite odată cu creşterea conţinutului de K. Raportul Ba × 10²/K scade linear

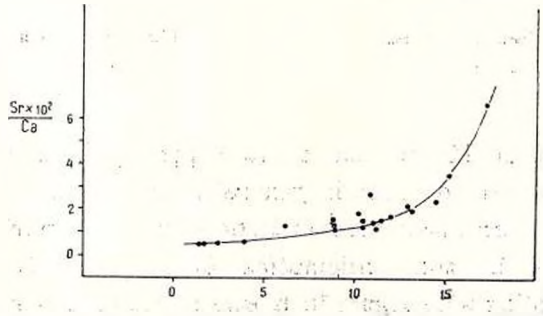


Fig. 16. — Diagrama de variaţie a raportului Sr × 10²/Ca.
Diagramme de la variation du rapport Sr × 10²/Ca.

de-a lungul seriei (fig. 15); se remarcă faptul că lamprofirele, dioritele melanocrate şi porfirele dioritice se proiectează într-un cîmp aparte, situat sub curba de variaţie.

Conţinutul de Sr este puţin influenţat de diferenţiere, curba lui de variaţie fiind aproape paralelă cu abscisa (fig. 14). Raportul Sr×10²/Ca

Institutul Geologic al României

creşte uşor de la lamprofire spre diorite şi granodiorite, curba lui căpătînd un aspect pronunţat ascendent în rocile granitice tardeorogene cu conţinut redus de Ca, de pe valea Bratcului (fig. 16).

În ceea ce priveşte conţinutul de Be se constată (tabelele 4 şi 5) că el variază între 1 şi 5,5 ppm. Cele mai mari conţinuturi au fost determinate în unele granite hidrotermalizate de pe valea Jiului, ceea ce corespunde cu observaţiile lui B u r n o l (1968) şi L e u t w e i n (1965).

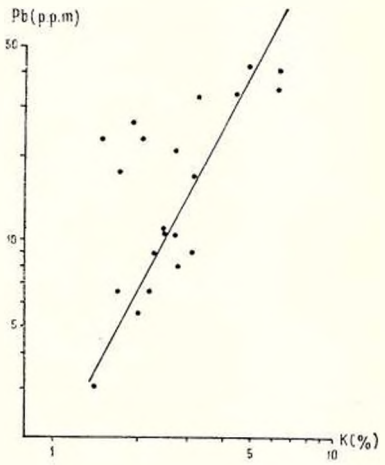


Fig. 17. — Relaţia Pb-K.
Relation Pb-K.

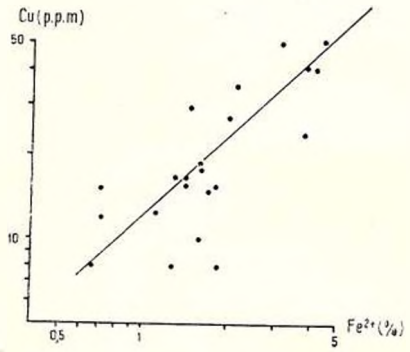


Fig. 18. — Relaţia $Cu-Fe^{2+}$.
Relation $Cu-Fe^{2+}$.

Conţinutul de Pb variază de la 3 ppm pînă la 42 ppm. Valorile cele mai ridicate s-au obţinut în general în rocile mai bogate în feldspat potasic, cum sînt granitele tardeorogene şi unele corpuri de granite pegmatoide situate în zona migmatică de pe pîrîul Lăcşoare. Această concentrare a Pb în rocile bogate în K este normală, deoarece Pb^{2+} (1,32Å) substituie K^{+}(1,33Å) în reţeaua feldspatului potasic (R a n k a m a şi S a h a m a , 1950). Relaţia Pb—K (fig. 17) pune în evidenţă modul de corelare a acestor două elemente.

Cuprul variază şi el de la 3 ppm pînă la 53 ppm, valorile cele mai ridicate întîlnindu-se în rocile bazice, ca lamprofire şi diorite. În aceste roci, în care calcopirita este în general absentă, Cu^{2+}(0,83Å) intră în reţeaua mineralelor melanocrate înlocuind Fe^{2+}(0,83Å) şi Mg^{2+}(0,78-Å).

Institutul Geologic al României

Posibilitatea acestor înlocuiri rezultă din diagramele Cu-Fe^{2+} (fig. 18) şi Cu—Mg (fig. 19) care arată clar tendinţa de creştere a conţinutului de Cu odată cu creşterea conţinutului de Fe^{2+} şi Mg.

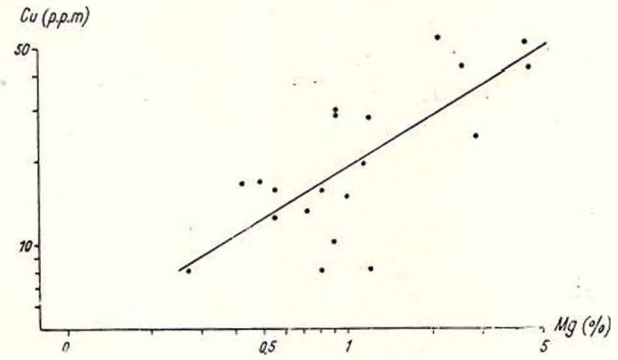


Fig. 19. — Relaţia Cu—Mg.
Relation Cu—Mg.

Au fost determinate, de asemenea, conţinuturile de U şi Th din patru roci granitoide de pe valea Jiului (tab. 7).

TABELUL 7

Conţinutul de U, Th (ppm) şi K (%) în granitoidele de pe valea Jiului [6]

Nr. crt.	Tipul de rocă	U	Th	K	Th/U
1	Porfir cuarţdioritic	2,4	12,4	3,7	5,1
2	Granodiorit hidrotermalizat	1,5	4,6	2,0	3,1
3	Granodiorit hidrotermalizat	2,4	5,1	10,8	2,1
4	Granit pegmatoid	0,9	1,8	3,4	2,0

După cum rezultă din tabel, conţinuturile de U şi Th sînt foarte mici, iar raportul Th/U variază între 5,1 şi 2,0.

[6] Determinări făcute de Maria Lemne.

Institutul Geologic al României

Geneza granitoidelor

Pe baza cercetărilor anterioare (S a v u , 1970) şi a rezultatelor din lucrarea de faţă, considerăm că putem discuta mai pe larg problema genezei granitoidelor sinorogene de Şuşiţa şi a celor tardeorogene asociate lor. Abordînd problema originii acestor granitoide trebuie să avem în vedere, de fapt, toate granitoidele din autohtonul danubian.

Diferitele teorii asupra originii granitoidelor în general au fost revăzute de R a g u i n (1957), R e a d (1957) şi mai recent de M e h n n e r t (1968).

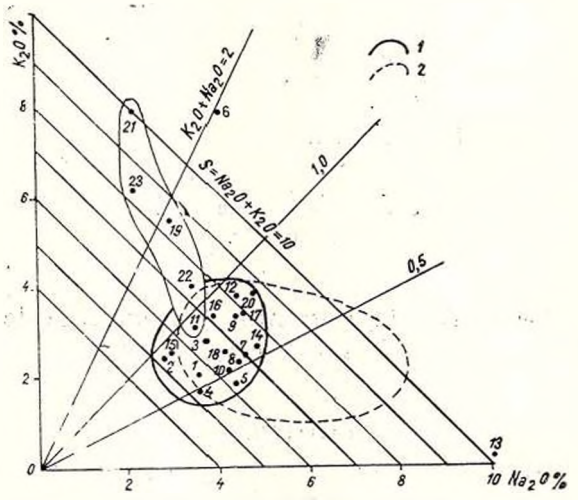


Fig. 20. — Diagrama de variaţie a rocilor granitoide.

1, cîmpurile de proiecţie a rocilor granitoide sinorogene (jos) şi tardeorogene (sus), din masivul Şuşiţa; 2, cîmpul de proiecţie a rocilor granitoide sinorogene din Africa de vest, cercetate de M a r m o (1956).

Diagramme de la variation des roches granitoïdes :

1, domaines de projection des roches granitoïdes synorogènes (en bas) et tardeorgènes (en haut), du massif de Şuşiţa; 2, domaine de projection des roches granitoïdes synorogènes de l'Afrique de l'Ouest, investiguées par M a r m o (1956).

În ultimul timp s-a arătat (H a m i l t o n şi M y e r s , 1967) că magma din care au provenit unele granitoide din S.U.A. a rezultat prin diferenţiere din mantaua superioară a pămîntului, cu toate că în aceeaşi regiune se admite şi originea metasomatică a granitelor (R o s s , 1969). În cazul autohtonului danubian, dacă ortoamfibolitele seriei de Drăgşan reprezintă magmatismul iniţial al ciclului baicalian, atunci ele au rezultat din magme bazice ce provin sigur din mantaua superioară. Nu se poate admite însă aceeaşi origine şi pentru masivele granitoide, în primul rînd

Institutul Geologic al României

pentru motivul că volumul lor este mai mare decît cel al ortoamfibolitelor Dacă s-ar admite totuşi că granitoidele ar reprezenta diferenţiate ale aceleiaşi magme subcrustale, atunci intruziunile acide ar fi trebuit să apară în geosinclinal şi înainte de mişcările orogenice, ceea ce nu s-a demonstrat pînă în prezent.

Granitoidele din autohtonul danubian au fost puse în loc în general în zonele axiale ale structurilor majore ale virgaţiei în timpul mişcărilor diastrofice baicaliene. Caracterele lor de roci sinorogene şi tarderogene rezultă clar din diagrama din figura 20, pe care granitoidele din plutonul de Şuşiţa se proiectează în cîmpul granitoidelor sinorogene din Africa de West, cercetate de M a r m o (1956). Ele ocupă un cîmp delimitat de valorile 1 şi 0,5 ale raportului $K_2O : Na_2O$ şi de diagonalele ale căror valori $S = K_2O + Na_2O$ variază între 5 şi 9; granitele tardeorogene, mai bogate în K_2O, formează un cîmp aparte.

Toate aceste caracteristici arată că magma granitoidă s-a format în timpul mişcărilor baicaliene. Trebuie să admitem că această magmă este de origine litogenă şi a rezultat din topirea sau remobilizarea părţii profunde a scoarţei sialice.

Cercetările anterioare (G i u ş c ă et al., 1969) au arătat că domeniul carpatic a început să evolueze probabil în Proterozoicul mediu sau inferior pe un fundament oceanic, la începutul ciclului prebaicalian-postcarelian. Grosimea actuală a scoarţei terestre variază în zona autohtonului danubian între aproximativ 33 şi 41 km (C i o c î r d e l şi E s c a , 1966), ea crescînd de la sud spre nord. Eliminînd modificarea grosimii reale a şisturilor cristaline prin procesul de cutare şi adăugînd aproximativ 15 km de formaţiuni ce se aflau deasupra nivelului pînă la care a ajuns eroziunea în prezent, putem presupune că în zona autohtonului danubian grosimea scoarţei pînă la suprafaţa Mohorovicić a fost în momentul formării granitoidelor de aproximativ 45—50 km. Ea este constituită, conform figurii 21, din formaţiunile cristaline puternic migmatizate ale ciclului prebaicalian, care suportă formaţiunile ciclului baicalian, formate din seria de Drăgşan — vulcanogen-sedimentară — ce se continuă cu seriile terigene flişoide de Lainici-Păiuş, dezvoltată în facies sudic şi „clastică" dezvoltată în facies nordic — conglomeratic.

În partea inferioară a păturii prebaicaliene a scoarţei este probabil că s-au format în timpul mişcărilor baicaliene plane de forfecare determinate de fenomenele de cutare şi de subîmpingere (fig. 21), asemănătoare întrucîtva cu cele imaginate de P o l c a n o v et al., (1963) în explicarea unor granitoide din Carelia, în lungul cărora a avut loc topirea rocilor

Institutul Geologic al României

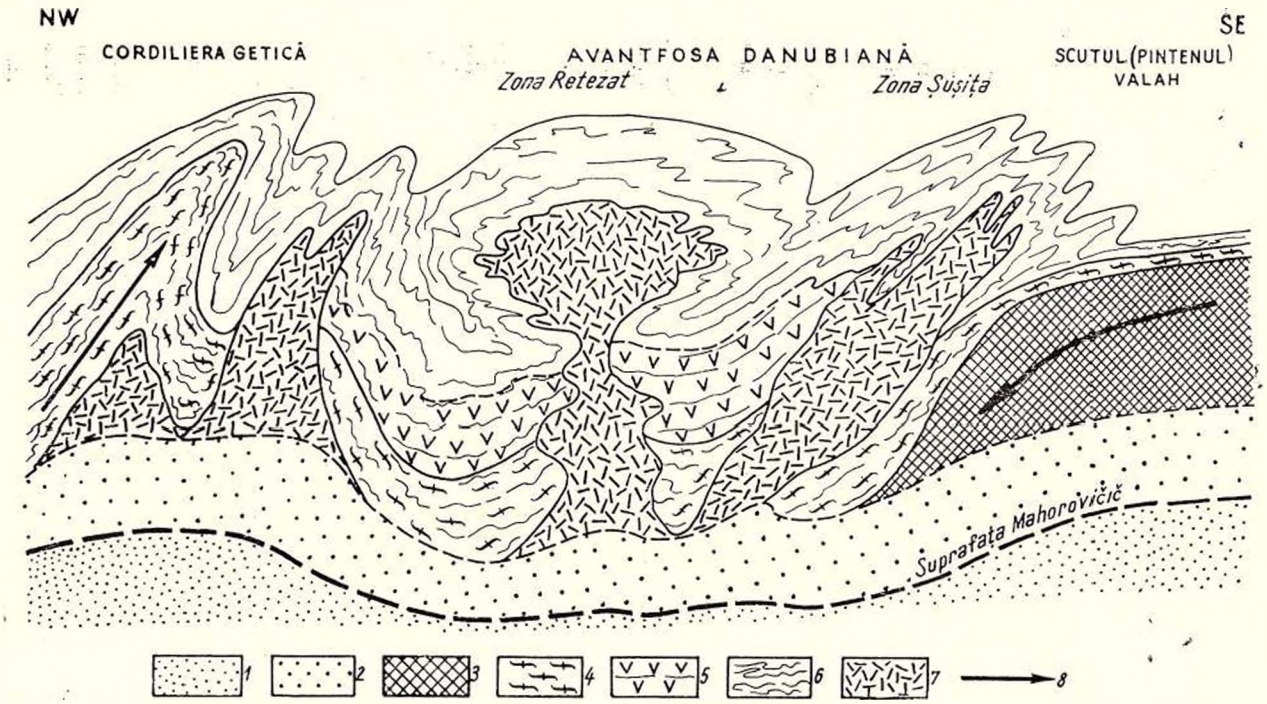


Fig. 21. — Structura geosinclinalului baicalian, în zona autohtonului danubian, în timpul punerii în loc a plutonilor granitoizi.

1, mantaua superioară; 2, pătura bazaltică; 3, soclul continental arhaic-carelian; 3, pătura prebaicaliană-migmatică a scoarţei în raporturi directe cu substratul bazaltic; 5, seria de Drăgşan formată din roci metaeruptive bazice (ortoamfibolite rubanate) ale ciclului baicalian; 6, formaţiunile terigene ale seriei de Lainici-Păluş (facies sudic) şi ale seriei „clastice" (facies nor-dic), reprezentînd un fliş terminal al ciclului baicalian; 7, granitoide sinorogene şi tardeorogene baicaliene; 8, principalele direcţii de exercitare a efortului tectonic în cursul mişcărilor baicaliene.

Structure du géosynclinal baïkalien, dans la zone de l'autochtone danubien, pendant la mise en place des plutons granitoïdes :

1, manteau supérieur; 2, couverture basaltique; 3, socle continental archéen-karélien; 4, couverture prébaïkalienne — migmatique — de l'écorce en rapports directs avec le substratum basaltique; 5, série de Drăgşan formée par des roches métaéruptives basiques (orthoamphibolites rubanées) du cycle baïkalien; 6, formations terrigènes de la série de Lainici-Păluş (faciès méridional et de la série „clastique" (faciès septentrional), représentant un flysch terminal du cycle baïkalien; 7, granitoïdes synorogènes tardéorogènes baïkaliens; 8, principales directions de poussée des efforts tectoniques au cours des mouvements baïkaliens.

Institutul Geologic al României

sialice (migmatice) în zona din apropierea suprafeței Moho, datorită pe de-o parte temperaturii ridicate ($\geqslant 1000^{\circ}C$) și pe de alta descărcării de presiune. S-au creeat astfel condiții de PT pentru topirea rocilor silico-aluminoase de felul celor stabilite experimental de Kranck și Oja (1960) sau Winkler și Platen (1961), care au condus la procese de anatexie, eventual și de palingeneză prin remobilizarea rocilor migmatice și a unor mase granitice localizate în pătura prebaicaliană sau situate în baza acesteia ca o pătură granitică.

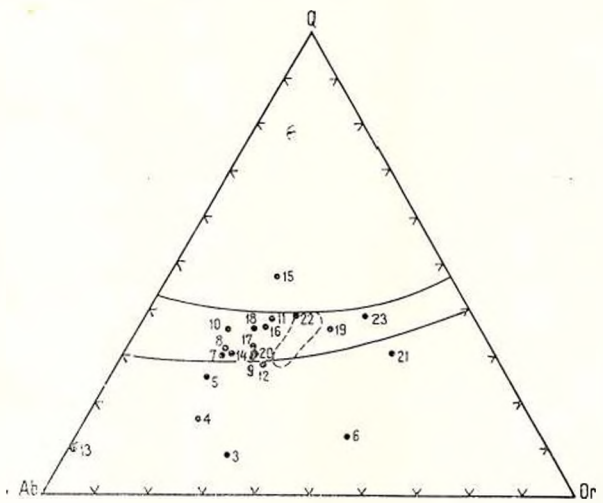


Fig. 22. — Diagrama pentru sistemul $Q-Or-Ab-H_2O$.
Diagramme du système $Q-Or-Ab-H_2O$.

Aceste mase de magmă formate în lungul acestor plane de minimă rezistență au început să migreze spre suprafață, ajungînd la nivelul actual, respectiv la adîncimea de aproximativ 10-15 km în decurs de milioane de ani.

Plutonul de Șușița în momentul punerii în loc conservă o mare cantitate de energie termică, ceea ce a determinat un proces de metamorfism de contact sincinematic la nivelul zonei cu sillimanit, ce s-a format la temperatura de aproximativ 700°C și presiunea de 4 Kb.

Magma granitoidă de compoziție granodioritică începe să cristalizeze sub influența stressului la temperatura de 700°C sau mai mare, după cum rezultă din diagrama din figura 22 și continuă pînă la 660°C. Cristalizarea conduce la formarea de granodiorite și granite subsolvus (Tuttle și Bowen, 1958), cu mici separații dioritice (Savu, 1968). Din cele

Institutul Geologic al României

10 analize de feldspați potasici (izortoclaz) publicate de Pavelescu (1968) rezultă că șase conțin albit între 16 și 30%, trei între 12 și 14% și una 44%, ultimul feldspat fiind în parte albitizat. Aceste date ne conduc la concluzia că rocile aparțin granitoidelor subsolvus din grupa B 2, 3, în parte și C (Tuttle și Bowen, 1958).

Dovezi în sprijinul accepțiunii că granitoidele au provenit din cristalizarea unei magme acide, litogene, sînt separațiile melanocrate (autolite) formate din minerale cristalizate timpuriu, structura zonară slabă a plagioclazului și tendința feldspatului potasic de a forma structuri zonare; sînt de remarcat de asemenea, cristalele idiomorfe de zircon, apatit, monazit și de ortit cu structură zonară.

În stadiul tîrziu-magmatic, cînd cristalizează încă feldspatul potasic, se încheie și formarea megacristalelor de feldspat alcalin, probabil în jurul temperaturii de 540°C cînd apar și filoanele de granite pegmatoide, după cum rezultă din determinarea temperaturii de formare a acestora din urmă prin metoda Barth (1962)[7]. În acest stadiu continuă încă formarea migmatitelor, deoarece biotitul format prin reacție pe seama megacristalelor de granat (Savu, 1970), conține 58 ppm. Sc, ceea ce ar indica temperatura de formare de 550°C (Oftedahl, 1943), valoare care se corelează cu aceea obținută cu ajutorul termometrului bifeldspatic.

Este probabil că dezechilibrul ce se creează între soluțiile tîrziu-magmatice și plagioclazul deja format, determinînd alterarea — saussuritizarea — acestuia (Savu, 1970), are loc către sfîrșitul acestui stadiu, la aproximativ 400—500°C, ceea ce permite formarea zoizitului în partea internă a cristalelor.

Activitatea magmatică se încheie cu punerea în loc a granitelor tardeorogene, cărora le urmează filoanele de porfire și de lamprofire. Dacă filoanele de porfire dioritice și granodioritice sînt mai ușor de explicat ca provenind din magma granitoidă, originea lamprofirelor este mai greu de elucidat. Turner și Verhoogen (1960) rezumînd diferitele ipoteze asupra genezei lamprofirelor, ajung la concluzia că acestea pot proveni prin mai multe procese. Asemănarea în parte a amfibolului din lamprofire cu cel din porfirele dioritice, ca și faptul că pe diferite diagrame (fig. 15) aceste două grupe de roci se concentrează într-un cîmp separat de cel al granitoidelor, atestă originea lor comună, ele derivînd probabil dintr-o magmă diferențiată din cea granitoidă.

[7] H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Studiul geochimic al granitoidelor din regiunea pîriul Sadului și pîriul Sunătoarea (Carpații Meridionali). 1969. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

Concluzii

Plutonul sinorogen de Șușița și corpurile acide tardeorogene asociate sînt constituite în general din granodiorite și granite, în care apar mici separații de diorite cuarțifere. Ele sînt străbătute de filoane de porfire dioritice și granodioritice și de lamprofire.

Cercetările petrochimice au scos în evidență faptul că rocile granitoide s-au diferențiat dintr-o magmă granodioritică de origine litogenă, a cărei evoluție a urmărit linia de diferențiere a magmelor calco-alcaline.

Distribuția elementelor minore din rocile granitoide urmărește de asemenea sensul evoluției magmei granitoide. Majoritatea elementelor minore prezintă conținuturi care se mențin în limitele clarkurilor caracteristice pentru aceste roci. Se remarcă conținuturi mai ridicate (5,5 ppm) de Be în rocile care au suferit fenomene de autometamorfism și în granitele pegmatoide.

Magma granitoidă s-a format prin procese de anatexie și palingeneză din pătura prebaicaliană a scoarței, dovezi în această direcție fiind furnizate de condițiile geologice și de caracterele petrografice, mineralogice și petrochimice ale rocilor.

Depusă: aprilie 1970.

BIBLIOGRAFIE

Barth T. F. W. (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk Geol. Tidsskr.* 42, 2.

Burnol L. (1968) Le béryllium. *Bull. BRGM*, 2.

Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel u. Stuttgart.

Chayes F. (1957) A provisional reclassification of granite. *Geol. Mag.*, XCIV, 1.

Ciocîrdel R., Esca Al. (1966) Essai de synthèse des données actuelles concernant les mouvements verticaux récents de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. Roum. Géol., Géoph. Géogr., Serie de Géophysique*, 10, 1. București.

Dumitrescu G. (1905) Recherches sur la composition chimique de quelques roches des Carpathes roumaines (Vallée du Jiu). Thèse, Genève, Bucarest.

Giușcă D., Pavelescu L. (1955) Contribuții la studiul masivelor granitice de Șușița și Tismana. *Comunicările Acad. R.P.R.*, V, 3. București.

— Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic prealpine cycles on the territory of Rumania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13. Budapesta.

Goldschmidt V. M. (1954) Geochemistry. Oxford.

Hall A. (1965) The occurence of prehnite in appinitic rocks from Donegal, Ireland. *Min. Mag.* London, 35.

Hamilton W., Myers B. (1967) The nature of batholiths. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 554-C.

Institutul Geologic al României

Ionescu-Bujor D. (1912) Granitul de Şuşiţa. Bucureşti.

Kranck E. H., Oja R. V. (1960) Experimental studies of anatexis. *Intern. Geol. Congr., XXI Sess., Norden—Copenhagen.* Part XIV, Copenhaga.

Leutwein F. (1965) Les caractéristiques géochimiques de l'évolution des gisements d'étain et de wolfram de l'Erzgebirge (Allemagne). *Sci. de la Terre,* X, 1. Nancy.

Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpathes méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, Bucureşti.

Marmo V. (1956) On the emplacement of granites. *Amer. Journ. Sci.,* 254.

Mehnert K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam.

Mrazec L. (1897) Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. Şt.* VI, Bucureşti.

Nockolds S. R. (1954) Average chemical compositions of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 65, 10.

— Allen E. (1953, 1954, 1956) The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 4, 5, 9.

Pavelescu L. (1968) Contribution to the study of isortoses in the Southern Carpathians. *Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., Serie Géologie,* 12, 1, Bucureşti.

Polcanov A. A., Maslenicov V. A., Glebova-Kulbah G. O., Şurkin K. A. (1963) Vedušciaia fizico-himiceseaia na pravlenosti protesa obrazovania granitov. In *„Himia Zemnoi Kori"* A. N. SSSR, Moscova.

Raguin E. (1957) Géologie du granite. Masson, Paris.

Rankama K., Sahama Th. G. (1950) Geochemistry, Chicago.

Read H. H. (1957) The granite controversy. Thomas Murby, London.

Ross D. C. (1969) Descriptive petrography of three large granitic bodies in the Inyo Mountains California. *Geol. Surv. Prof. Paper,* 601.

Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia şi poziţia lor în structura cristalinului Lotrului. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/3, Bucureşti.

— (1970) Structura plutonului granitoid de Şuşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali). *D. S. Com. Stat Geol.,* LVI/5.

Shaw D. M. (1964) Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson, Paris.

Simonen A. (1960) Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland. *Bull. Comm. Geol.* Finlande, 189.

Streckeisen A. L. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2—3.

Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. McGraw—Hill, New—York.

Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si_3O_8—K Al Si_3O_8—SiO_2—H_2O. *Geol. Soc. Amrieca, Mem.* 74.

Wedepohl K. H. (1969) Composition and abundence of common igenous rocks. In *„Handbook of Geochemistry".* Springer-Verlag, Berlin.

Winkler H. G. F., Platen H. (1961) Experimentelle Gesteinmetamorphose — V. Bildung anatektischer Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 24, 3—4.

Institutul Geologic al României

ÉTUDE PÉTROLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES GRANITOIDES SYNOROGÈNES ET TARDIOROGÈNES DE LA ZONE DU PLUTON DE ŞUŞIŢA (CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Dans la province des roches granitoïdes de l'infrastructure de l'autochtone danubien le massif granitoïde de Şuşiţa occupe une place importante. Il représente un pluton synorogène situé dans la zone axiale de la structure anticlinale majeure de Nedeiu-Şuşiţa-Tismana à vergences dirigées vers la SSE. Les contacts sont parallèles à la foliation des schistes cristalins de la série de Lainici-Păiuş qui constituent sa couverture ; l'axe tectonique du pluton est parallèle à celui de la structure anticlinale majeure où est situé le pluton. Les enclaves de schistes cristallins migmatisées et partiellement digérées, ainsi que les ségrégations mélanocrates (autolithes), sont parallèles à la direction générale du pluton.

Le pluton synorogène est accompagné par deux petits corps de granites tardiorogènes : le corps de Suseni et le corps de Valea Bratcului. De nombreux filons de roches acides et lamprophyres percent les intrusions granitoïdes.

Durant leur mise en place les granitoïdes ont affecté les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuş par des phénomènes de métamorphisme de contact syncinématique, conduisant à la formation d'une zone de schistes de contact à sillimanite et cordiérite et à des processus de mitgamtisation artéritique.

Les effets du métamorphisme hercynien qui ont affecté les formations de la superstructure ont généré dans les granitoïdes de l'infrastructure des phénomènes de lamination et de métamorphisme au niveau des faciès des schistes verts, responsables de la formation de différents types de roches métagranitoïdes.

Le pluton granitoïde synorogène de Şuşiţa est constitué de manière prépondérante par des granodiorites, granites et adamélites ; parfois apparaissent des formations de granitoïdes à mégacristaux de feldspath potassique ou de diorite mélanocrate. Les petits corps tardiorogènes sont plus homogènes et sont formés surtout de granites. Au point de vue structural les granitoïdes tardiorogènes se présentent sous deux faciès : un faciès à grains moyen tout comme les autres roches granitoïdes, et un autre microgrenu.

Généralement les roches granitoïdes présentent une structure hypidiomorphe et une faible orientation gneissique primaire (S_1), autre que la lamination hercynienne (S_2). Le quartz xénomorphe est partiellement recristallisé. Le plagioclase (An 12—10) présente le macle poly-

Institutul Geologic al României

synthétique et une faible structure zonée. Il a subi des processus d'altération (saussuritisation), est trouble et enchevêtré de fins cristaux de zoïzite, surtout vers la partie centrale, de séricite et d'albite (pl. 1, fig 1). Les cristaux qu'il forme dans les diorites quartzifères sont plus gros et confèrent aux roches un faible caractère porphyrique.

Le feldspath potassique est généralement frais et se présente soit en granules xénomorphes, soit sous forme de mégacristaux. C'est un isorthoclase à structure micropertitique (pl. II, fig. 1) qui vers les bords présente la structure en grille du microcline ; parfois cette structure se développe irrégulièrement dans les cristaux de feldspath potassique. Principalement dans les granites tardiorogènes il présente une structure zonée (pl. I, fig. 4) mise sur le compte de la cristallisation rythmique des ions de K, Na et Ca. Il y a des zones où il est substitué par l'albite à macles fines de basse température (pl. II, fig. 2). Il renferme des inclusions de quartz et de plagioclase altéré et avec auréole d'albite de couleur claire (pl. I, fig. 3). Surtout dans les granites tardiorogènes et dans les granites pegmatoïdes le feldspath potassique est de couleur sombre voir même noire, qui lui vient, selon toute vraisemblance, des inclusions extrêmement fines de graphite. Les mégacristaux de feldspath potassique à structure pertitique sont orientés à même le plan de la foliation primaire des granites, témoignant ainsi qu'ils se sont formés au cours de la consolidation des rochs ; ils présentent parfois des inclusions de quartz et de plagioclase parallèles aux faces cristallographiques.

Le minéral mélanocrate présent dans la plupart des roches est la biotite, partiellement substituée par la chlorite. Elle renferme des inclusions de zircon et d'allanite avec auréoles pléocroïques et séparations de sagénite ; sur les surfaces de clivage apparaissent des cristaux de prehnite.

Les diorites quartzifères et les granodiorites laissent voir des amphiboles pléocroïques (Ng — vert brun ; Nm — brun clair ; Np — jaunâtre ; $cNg = 21^0$) substitués par une hornblende fibreuse, actinolitique ($cNg = 15^0$). L'amphibole des diorites mélanocrates est une variété brune (Ng = brun ; Nm — brun foncé ; Np — jaunâtre ; $cNg = 23^0$) qui vers la périphérie se transforme en une amphibole de teinte faiblement verdâtre.

Les minéraux accessoires sont représentés par des cristaux fins et habituellement idiomorphes de zicron, apatite, allanite à structure zonée (pl. II, fig. 2), moins souvent de grenat, monazite ou illménite.

Il y a des zones où les roches granitoïdes ont été affectées par des processus d'autométamorphisme responsables de la substitution des minéraux primaires par des minéraux secondaires. L'altération du plagioclase a lieu vers la fin du phénomène de cristallisation, probablement à une température d'environ 500—400°C, fait qui permet la formation de la zoïzite et des minéraux argilitiques, voire même des lamelles de muscovite de grande taille. Dans es zones intensément hydrothermalisées même le feldspath potassique est transformé.

Les minéraux mélanocrates sont également affectés par les solutions postmagmatiques, la biotite étant substituée par la chlorite, le grenat par la biotite ou par la chlorite et l'amphibole primaire par la hornblende actinolitique secondaire. Les fissures des roches sont parfois tapissées de cristaux d'amphibole asbestiforme de composition actinolito-trémolitique qui forment des filonnets. C'est dans les mêmes conditions que prend naissance un autre minéral deutéritique — le stilpnomélan — qui apparaît inclus dans le quartz et le feldspath des interstices de la roche (pl. II, fig. 3). Dans les conditions des processus d'autométamorphisme les granites tardiorogènes s'enrichissent parfois en gros lamelles de muscovite.

Institutul Geologic al României

Les roches filoniennes acides présentent une composition minéralogique similaire à celle des roches intrusives correspondantes et ont été elles aussi sujettes à des processus d'autométamorphisme. Les lamprophyres (pl. II, fig. 4) représentés par la spessartite, moins souvent par la camptonite, contiennent comme minéral mélanocrate une amphibole brune.

Les analyses chimiques des principaux types de roches de la région (tableau 1) ont permis d'établir la distribution des éléments majeurs dans les corps intrusifs et les processus de différenciation du magma granitoïde primaire dont elles dérivent. La projection des oxydes sur le diagramme Tyrell (fig. 1) met en évidence le processus de différenciation du magma primaire qui a conduit à la séparation des roches plus basiques dans un sens et plus acides dans un autre sens. Les rapports $Fe_2O_3 : FeO$ et $FeO : MgO$ (fig. 2) varient dans des limites restreintes et présentent toute une série d'oscillations le long de la série granitoïde, tout comme les principaux oxydes.

La composition virtuelle (tableau 2) dénote d'importantes variations surtout en ce qui concerne les minéraux saliques — quartz et feldspath — mettant en évidence outre les processus de différenciation aussi les phénomènes d'autométamorphisme, surtout ceux d'albitisation qui ont affecté tout spécialement certaines roches comme les aplites.

Les types des magmas auxquels reviennent les roches analysées (tableau 3) montrent qu'elles constituent une série granitoïde qui se caractérise par des roches saliques avec une teneur relativement élevée en alcalis (fig. 3, 4 et 5). La distribution linéaire des points de projection des roches sur certains diagrammes ou leur groupement dans un domaine restreint sur d'autre dénotent que les massifs granitoïdes ont dérivé d'un magma à composition granodioritique et qu'ils ne sont pas le résultat d'autres processus géologiques. Le sens de l'évolution du magma granitoïde résulte de la façon uniforme dont varient les paramètres magmatiques sur les diagrammes de différenciation de la fig. 6. Généralement la variation de ces paramètres révèle le sens de la différenciation des magmas de la province calco-alcaline (fig. 7); seuls les granites tardiorogènes qui sont un peu plus riches en feldspaths potassiques présentent une faible tendance alcaline.

La distribution des éléments mineurs (tableaux 5 et 7) ainsi que la variation de rapports entre ceux-ci et les éléments majeurs qu'ils substituent par isomorphisme dans le réseaux cristallin des minéraux (tableau 6) révèle le sens de l'évolution du magma granitoïde primaire. Ainsi Ga (fig. 8) suit, à quelques exceptions près, la courbe de l'Al. Les teneurs en Cr, Ni et V présentent des courbes de variations approximativement parallèles (fig. 9) qui indiquent une décroissance prononcée le long de la série granitoïde à partir des roches plus basiques vers celles plus acides, se maintenant ensuite presque horizontale. Quant à la teneur en Cr, Ni et V (fig. 10 et 11), les lamrophyres, les diorites et les porphyres dioritiques qui contiennent des amphiboles comme minéral mélanocrate et sont dépourvus de biotite se distinguent en quelque sorte du reste de la série granitoïde. Les valeurs des rapports d'entre ces éléments mineurs et ceux majeurs dont ils s'associent au point de vue géochimique (fig. 12 et 13), baissent généralement le long de la série, surtout au commencement; quelques anomalies apparaissent toujours dans le cas des roches à hornblende.

La teneur en Li est plus élevée dans les roches riches en biotite et moins élevée dans celles à hornblende.

La variation de la teneur en Ca, Na et K apparait clairement sur le diagramme de la fig. 14. Le même diagramme révèle que Ba augmente progressivement des roches plus basiques vers celles acides; entre Ba et K (fig. 15) il y a relation de covariation. Il y a lieu de remarquer que Sr est influencé en moindre mesure par le processus de différenciation (fig. 14),

Institutul Geologic al României

alors que le rapport Sr $\times 10^2$/Ca gagne légèrement à partir des lamprophyres vers les diorites et les granites (fig. 16).

Les plus élevées teneurs en Be (5,5 ppm) ont été identifiées chez les granits hydrothermalisés. Le Pb se concentre surtout dans les granites tardiorogènes riches en feldspath potassique, minéral dans lequel le Pb substitue le K (fig. 17). Le Cu qui substitue probablement le Mg et le Fe^{2+} (fig. 18 et 19) est plus abondant dans les roches basiques, riches en minéraux mélanocrates. Les teneurs en U et Th des roches granitoïdes analysées sont en général réduites (tab. 7).

Étant donné que les conditions géologiques autant que les caractéristiques pétrochimiques trahissent que les granitoïdes représentent des intrusions synorogènes (fig. 20) mises en place au cours des mouvements baïkaliens (Cambrien moyen), les auteurs concluent que le magma granodioritique primaire ne saurait provenir par différenciation du manteau supérieur de l'écorce. Ce magma est d'origine lithogène et c'est formé à des profondeurs d'environ 45—50 km, par la fusion ou la rémobilisation (anatexie et palingenèse) de la partie profonde de l'écorce, constituée par la couche prébaïkalienne, formée de schistes cristallin, migmatites et granites (fig. 21). Il a été généré au cours des mouvements baïkaliens, lorsque dans l'écorce se sont formés des plans de laminage profonds, imputables aux phénomènes de plissement et de sous-poussées. Le long de ces plans de laminage a eu lieu la fusion des roches sialiques au voisinage de la surface Mohorovicič à des températures supérieures ou égales à 700°C.

Les masses de magma formées dans les zones profondes de l'écorce accèdent vers la surface, tout en conservant une quantité importante de leur énergie thermique, si bien que les corps granitoïdes déterminent durant leur mise en place le processus de métamorphisme de contact syncinématique au niveau de la zone à sillimanite, formée à des températures d'approximativement 700°C et pression de 4 Kb.

La cristallisation du magma granitoïde (fig. 22) conduit à la formation de granodiorites et de granites subsolvus du groupe B2,3 particellement aussi C de la classification de Tuttle et Bowen (1958). Des épreuves en ce sens sont les ségrégations mélanocrates (autolithes), la structure faiblement zonée du plagioclase et du feldspath potassique ainsi que de l'allanite.

Au cours du stade tardi-magmatique s'achève la formation des mégacristaux de feldspath potassique et commence la séparation des filons de granite pegmatoïde probablement à une température d'environ 510°, déterminée par la méthode du thermomètre bifeldspathique. Suit la formation des migmatites, fait démontré par la biotite générée par réaction aux dépens des mégacristaux de grenat et qui contient 58 ppm Sc, teneur qui correspond à une température d'approximativement 550°C.

Le déséquilibre entre les solutions tardimagmatiques et le plagioclase déjà formé arrive vers la fin de ce stade, à environ 500—400°C. Les solutions postmagmatiques conduisent à des processus hydrothermaux.

L'activité magmatique s'achève par la mise en place des roches filoniennes. Quelques particularités géochimiques, en quelques sorte similaires, des porphyres dioritiques et des lamprophyres (fig. 15) et quelques ressemblances entre les caractères des amphiboles qu'ils renferment dénotent que ces roches proviennent d'un même magma différencié du magma granitoïde primaire.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche III

Carte géologique simplifiée du pluton grantioïde de Șușița (vallée du Jiu-vallée de Suseni) : 1. alluvions ; 2, terrasses. Cycle alpin-couverture sédimentaire : 3, Pliocène-Tortonien ; 4, Mésozoïque. Cycle hercynien-superstructure : 5, formation de Schela ; 6, série de Tulișa. Cycle baïkalien-infrastructure : 7, filons de quartz ; 8, lamprophyres ; 9, aplite, porphyre microgranitiques (π), pegmatites (p) ; granites tardiorogènes : 10 a, granites de Suseni et de Valea Brateului ; 10 b, granites autométamorphisés ; granitoïdes synorogènes de Șușița : 11a, granitoïdes autométamorphisés ; 11 b, granites avec des mégacristaux de feldspath potassique ; 11c, granodiorites et granites à biotite et amphiboles ; 11 d, diorites quartzifères ; 11e, diorites quartzifères mélanocrates ; 12, série de Lainici-Păiuș ; 13, failles ; 14, failles de chevauchement ; 15, chevauchement de Schela ; 16, isogrades de métamorphisme ; 17, analyse chimique et spectrale ; 18, analyse spectrale.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

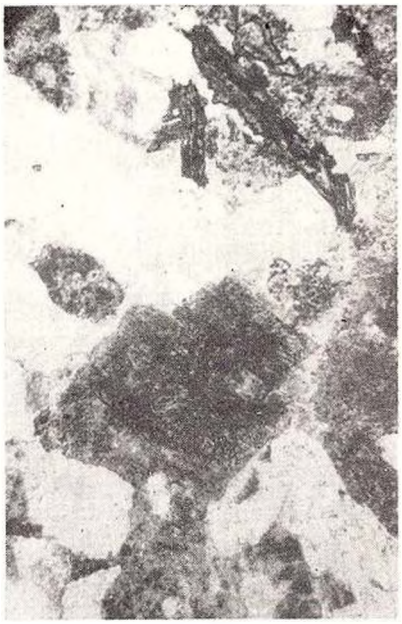
Fig. 1. — Caracterul tulbure al plagioclazului alterat (saussuritizat) din rocile granitoide sinorogene de pe valea Jiului. Nic. II, × 10.
Caractère trouble du plagioclase altéré (saussuritisé) des roches granitoïdes synorogènes de la vallée du Jiu. Nic. II, × 10.

Fig. 2. — Structura albitului fin maclat de temperatură scăzută, format pe seama feldspatului potasic prin procese de metasomatoză sodică într-un filon concordant de granit din migmatitele arteritice de la sud-vest de schitul Locuri Rele. Nic. +, × 25.
Structure de l'albite finement maclée à basse température, générée aux dépens du feldspath potassique par des processus de métasomatose sodique dans un filon concordant de granite des migmatites artéritiques situées au SW de l'ermitage de Locuri Rele. Nic. +, × 25.

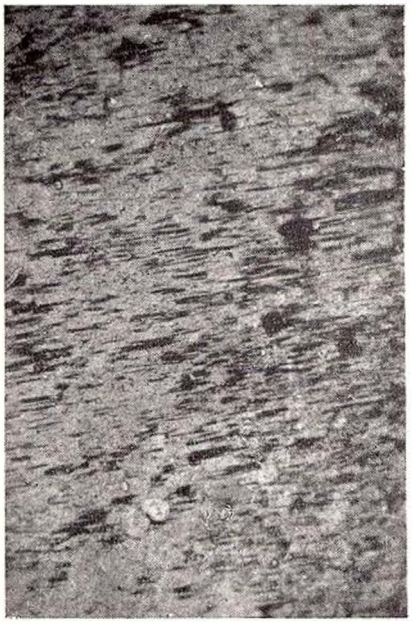
Fig. 3. — Cristal de plagioclaz alterat având o aureolă de albit limpede (în centrul fotografiei) inclus într-un cristal de feldspat înlocuit cu albit fin maclat din dioritele melanocrate de la sud-vest de vîrful Țarcu. Nic. +, × 20.
Cristal de plagioclase altéré entouré d'une auréole d'albite claire (au centre de la photographie) inclu dans un cristal de feldspath substitué par l'albite finement maclée des diorites mélanocrates situées au SW du sommet Țarcu. Nic. +, × 20.

Fig. 4. — Cristal de feldspat potasic cu structură zonară (în centrul fotografiei) într-un granit tardeorogen de pe valea Susenilor. Nic. +, × 10.
Cristal de feldspath potassique avec structure zonée (au centre de la photographie) dans un granite tardiorogène de la vallée de Suseni. Nic. +, × 10.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1. — Structura micropertitică a izortoclazului dintr-un granit pegmatoid tardeorogen de pe valea Bratcului. Nic. +. × 20.
Structure micropertitique de l'isorthoclase d'un granite pegmatoïde tardiorogène de la vallée de Bratcu. Nic. +. × 20.

Fig. 2. — Cristal idiomorf de ortit într-un granit tardeorogen de pe valea Susenilor. Nic. II. × 25.
Cristal idiomorphe d'orthite dans un granite tardiorogène de la vallée de Suseni. Nic. II. × 25.

Fig. 3. — Lamele de stilpnomelan (negru) incluse în cristale de cuarț și feldspat din interstițiile rocii, în granitoidele sinorogene de pe valea Jiului. Nic. II. × 20.
Lamelles de stilpnomelane (noir) inclues dans les cristaux de quartz et de feldspath des interstices des roches, dans les granitoïdes synorogènes de la vallée du Jiu. Nic. II. × 20.

Fig. 4. — Lamprofir (camptonit) constituit din cristale de hornblendă brună și o masă interstițială formată din feldspați alterați și puțin cuarț. Valea Șușița. Nic. II × 25.
Lamprophyre (camptonite) constitué de cristaux de hornblende brune et une matrice intersticielle formée de feldspaths altérés et quelque quartz. Vallée de Șușița. Nic. II. × 25.

Institutul Geologic al României

H. SAVU et al. Granitoide sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița. Pl. II.



1



2



3



4

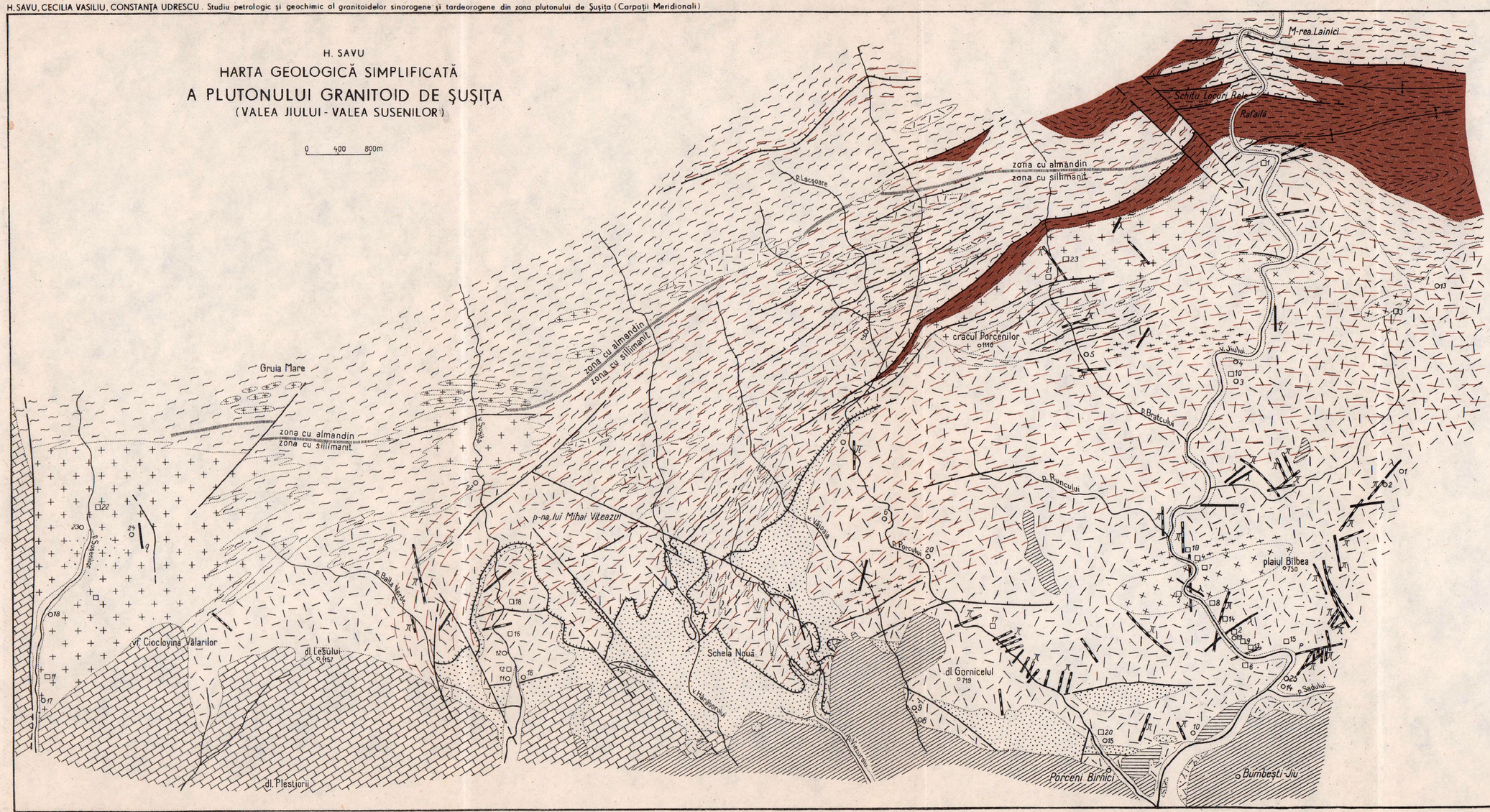
Institutul Geologic al României

H. SAVU

HARTA GEOLOGICĂ SIMPLIFICATĂ A PLUTONULUI GRANITOID DE ȘUȘIȚA

(VALEA JIULUI - VALEA SUSENILOR)

0 400 800m



LEGENDA

	1	Aluviuni
	2	Terase
		CUVERTURA SEDIMENTARĂ
CICLUL ALPIN	3	Pliocen - Tortonian
CICLUL ALPIN	4	Mezozoic
		SUPRASTRUCTURA
CICLUL HERCINIC	5	Formațiunea de Schela
CICLUL HERCINIC	6	Seria de Tulișa
		INFRASTRUCTURA
CICLUL BACALIAN	7	Metamorfism hercinic
CICLUL BACALIAN	8	Filoane de cuarț
CICLUL BACALIAN	9	Lamprofire
CICLUL BACALIAN	10	Aplite, porfire microgranitice, pegmatite (P)
CICLUL BACALIAN		GRANITE TARDEOROGENE
CICLUL BACALIAN	11	a. Granite de Șuseni și Valea Bratcului b. Granite autometamorfozate
CICLUL BACALIAN		GRANITOIDE SINOROGENE DE ȘUȘIȚA
CICLUL BACALIAN	12	a. Granite autometamorfozate b. Granite cu megacristale de feldspat potasic c. Granodiorite și granite cu biotit ± amfiboli d. Diorite cuarțifere e. Diorite cuarțifere melanocrate
CICLUL BACALIAN	13	Seria de Lainici - Păiuș
	14	Falii
	15	Falii de încălecare
	16	Încălecarea de Schela
	17	almandin Izograde de metamorfism
	18	Analiza chimică și spectrală
	19	Analiza spectrală

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

Redactori: MARGARETA PELTZ, FELICIA ISTOCESCU
Corector: GEORGETA BORLEA
Traducători: MARGARETA HÂRJEU, MARIANA SAULEA
Ilustrația: V. NITU

Dat la cules: sept. 1971. Bun de tipar: ianuarie 1972. Tiraj: 1000 ex. Hîrtie scris I A 70×100/56 g. Coli de tipar: 18¾. Com. 1361. Pentru bibliotecî indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația"
str. Brezoianu nr. 23–25. București–România

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE
DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE

TOME XXXIX

Institutul Geologic al României